

**Rutschungen in der Rhön-  
Eine Gefahren- und Risikoanalyse des Mittleren und  
Oberen Ulstertals (hess. Rhön)**

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat.)

dem

Fachbereich Geowissenschaften

der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von

**Sven Schmidt**

aus Niederweisel

Marburg/Lahn

1999

Vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Philipps-Universität Marburg als Dissertation  
am 22. 04.1999 angenommen.

Erstgutachter: Prof. Dr. Helmut Prinz

Zweitgutachter: Prof. Dr. Wolf Stefan Vogler

Tag der mündlichen Prüfung am 04.05. 1999

## **Inhaltsverzeichnis**

<b>1. Einleitung .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Ziele der Arbeit und Stand der Forschung .....</b>	<b>4</b>
2.1 Ziele der Arbeit .....	4
2.2 Stand der Forschung .....	7
<b>3. Rutschungen .....</b>	<b>12</b>
3.1 Arten von Rutschungen und Klassifikation.....	12
3.1.1 Typen von Massenbewegungen (Rutschungen).....	13
3.1.2 Art und Rutschungsaktivität .....	18
3.1.3 Verteilung der Rutschungsaktivitäten .....	19
3.1.4 Art der Rutschungsaktivität.....	21
3.2 Ursachen .....	22
3.2.1 Geologische Lagerungsverhältnisse und Tektonik.....	23
3.2.2 Grundwasserstände, Wasserwegsamkeit, Stauhorizonte, Porenwasserdruck .....	24
3.2.3 Petrographie und gesteinsmechanische Parameter der rutschungsgefährdeten Gesteine und ihres Untergrundes .....	25
3.2.4 Klima und Verwitterung.....	25
3.2.5 Vegetation und menschliche Eingriffe.....	26
<b>4. Geographischer und geologischer Überblick des     Untersuchungsgebietes.....</b>	<b>29</b>
4.1 Geographischer Überblick .....	30
4.2 Geologischer Überblick.....	29
4.2.1 Geologische Entwicklungsgeschichte der Rhön .....	32
4.2.2 Tektonik des Arbeitsgebietes.....	35
4.2.2.1 Tektonischer Überblick .....	35
4.2.2.2 Tektonik des Untersuchungsgebietes .....	37
4.2.3 Hydrogeologischer Überblick.....	38
4.3 Stratigraphie und Gesteinsbeschreibung .....	40
4.3.1 Röt-Folge (Oberer Buntsandstein, so) .....	42
4.3.2 Muschelkalk.....	45

4.3.3 Tertiäre Vulkanite.....	49
4.3.4 Tertiäre Sedimente .....	51
4.3.5 Quartäre Ablagerungen.....	52
<b>5. Auswertung von Luft- und Satellitenbildern .....</b>	<b>55</b>
5.1 Luftbildauswertung .....	55
5.1.1 Verwendetes Luftbildmaterial.....	56
5.1.2 Methodik und Auswertung.....	56
5.2 Satellitenbildauswertung .....	59
5.2.1 Verwendetes Satellitenmaterial.....	59
5.2.2 Methodik und Auswertung.....	60
<b>6. Feldarbeiten und Beschreibung ausgewählter Rutschungen .....</b>	<b>65</b>
6.1 Schlüssel für die Kurzbezeichnung (Indizierung) der aufgefunden Rutschungen .....	65
6.2 Geländearbeiten .....	66
6.2.1 Ziele der Geländearbeit.....	67
6.2.2 Methodik der Geländearbeiten .....	68
6.3 Beschreibung und Untersuchung ausgewählter Rutschungen .....	71
6.3.1 Rutschung Seiferts (Röt) - FD-EH 16 .....	73
6.3.2 Rutschung Fuchsküppel (Röt-Muschelkalkgrenze) - FD-HI 7 .....	75
6.3.3 Rutschung Dietges-Wolfsloch (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-HI 1 .....	83
6.3.4 Rutschung Reulbach (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-EH 1 .....	92
6.3.5 Rutschung Eiskaute (Röt/Muschelkalk/Tuffe/Basalte) - FD-HI 13.....	97
6.3.6 Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-EH 19.....	101
6.3.7 Rutschung Habelsberg (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-TA 4.....	106
6.3.8 Rutschung Ehrenberg E-Hang (Tuffe-Basalt) - FD-EH 14.....	110
6.3.9 Rutschung Auersberg (Röt/ tertiäre Vulkanite) - FD-HI 23.....	113
6.3.10 Rutschung Wolfsgarten (tertiäre Sedimente-Vulkanite) - FD-TA 9 .....	117
6.3.11 Rutschung Dietgeshof (tertiäre Sedimente-Quartär) - FD-TA 13.....	123
6.4 Ergebnisse der Geländearbeit.....	127
6.4.1 Rutschungen im Untersuchungsgebiet.....	127
6.4.2 Vergleich der Luftbildauswertung mit den Geländearbeiten .....	132



6.4.3 Verwendbarkeit des UNESCO Multilingual Landslide Glossary (1993) und von Erfassungsbögen für Rutschungen .....	132
6.4.4 Marburger Erfassungsbogen für Rutschungen in den hessischen Mittelgebirgen.....	135
<b>7. Laborarbeiten.....</b>	<b>139</b>
7.1 Probennahme .....	139
7.2 Bodenmechanische Untersuchungen .....	141
7.2.1 Ergebnisse der bodenmechanischen Untersuchungen von Röt-Tonsteinen .....	142
7.2.2 Ergebnisse der bodenmechanischen Untersuchungen von tertiären Vulkaniten .....	145
7.3 Mineralogische Untersuchungen.....	149
7.3.1 Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Röt-Proben .....	150
7.3.2 Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten tertiären Vulkanite .....	151
<b>8. Rutschungsmodelle und Standsicherheitsberechnungen .....</b>	<b>152</b>
8.1 Aufgefundene Rutschungen und Ursachenforschung.....	152
8.1.1 Bewegungsmechanismen bei Rutschungen an der Grenze Röt-Muschelkalk .....	155
8.1.2 Bewegungsmechanismen bei Rutschungen in tertiären Vulkaniten .....	161
8.1.3 Bewegungsmechanismen bei Rutschungen an der Grenze Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite .....	164
8.1.4 Zusammenspiel der unterschiedlichen geologischen Faktoren.....	168
8.2 Plausibilitätsprüfung mit Hilfe von Standsicherheitsberechnungen.....	169
8.2.1 Grundlagen der Standsicherheitsberechnungen.....	169
8.2.2 Standsicherheitsberechnungen an der Grenze Röt/Muschelkalk.....	172
8.2.3 Standsicherheitsberechnungen an der Grenze Röt/Muschelkalk/ tertiäre Vulkanite .....	178
8.2.4 Beurteilung der Standsicherheitsberechnungen.....	185

<b>9. Ergebnisse und deren Darstellung in thematischen Karten .....</b>	<b>187</b>
9.1. Verwendete GIS Software und Kartenherstellung mit dem Computer .....	187
9.2. Aufbau einer Datenbank .....	190
9.3. Ingenieurgeologische Risikobewertung und graphische Darstellung der Untersuchungsergebnisse .....	191
9.3.1 Grundlagen für die Risikobewertung .....	192
9.3.2 Verwendete Kriterien für die Gefahren- und Risikoeinschätzung.....	195
9.3.3 Anfertigung der Gefahren- und der Risikokarte .....	200
 <b>10. Zusammenfassung .....</b>	 <b>203</b>
 <b>11. Literaturverzeichnis.....</b>	 <b>206</b>

## **Vorwort**

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg im Rahmen des Forschungsschwerpunktes „Rutschungen“ der Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie unter der Anleitung von Herrn Prof. Dr. Helmut Prinz angefertigt. Ziel der Forschungen ist die Erfassung der verschiedenartigen Rutschungen in Hessen und die Bereitstellung der Ergebnisse in einem Fachinformations-System für Rutschungen. Mein Beitrag dazu ist die Untersuchung der Rutschungen in der hessischen Rhön im Bereich des Oberen und Unteren Ulstertals. Durch die EDV gestützte Erstellung der Arbeit können Karten und Abbildungen in einer dem Fachinformations-System für Rutschungen zugrunde liegenden Datenbank weiterverarbeitet werden. Die Forschungsergebnisse stehen so in Zukunft interdisziplinären Aufgaben der Landesplanung als leicht zugängliche und verständliche Grundlagen zur Verfügung.

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die mir bei der Erstellung meiner Arbeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. Prinz für die Anregung zu dieser Arbeit, seine umfassende Betreuung mit zahlreichen Ideen und seine stete Diskussionsbereitschaft. Herrn Prof. Dr. Wolf Stefan Vogler möchte ich für sein entgegengebrachtes Vertrauen und seine Unterstützung bei meinen Arbeiten als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität danken. Herrn Dr. Eckert vom HLfB Wiesbaden sei herzlich für seine engagierte Unterstützung bei der Luft- und Satellitenbildkartierung gedankt. Dank sagen möchte ich auch Herrn Prof. Dr. M. Laemmlen für die Bereitstellung seiner Manuskriptkarte und Informationen zum geologischen Bearbeitungsstand des Untersuchungsgebiets. Bei der Lösung von Problemen auf dem Gebiet Geographischer Informationssysteme war Herr Dr K.-H. Müller vom FB Geographie ein stets hilfsbereiter und kompetenter Ansprechpartner. Dem Amt für Straßen- und Verkehrswesen in Fulda möchte ich für die Überlassung mehrerer Gutachten danken.

Bei allen Mitarbeitern des Fachbereiches Geowissenschaften, die mich bei meinen Arbeiten unterstützt haben, bedanke ich mich. Besonders sei den Mitarbeitern des Fotolabors und der Werkstätten für ihre Unterstützung gedankt.

Ganz besonders danke ich meinen Freunden und Kollegen Markus Stark, Charalampos Poullos, Michael Rogall und Frank Lemmer für ihre Unterstützung. C. Poullos sei an dieser Stelle auch für die Auswertung der Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Untersuchungen gedankt. Markus Stark möchte ich hiermit noch einmal für seine engagierte Hilfe in der Schlußphase meiner Arbeit herzlich danken.. Allen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Ingenieurgeologie möchte ich für die gute Zusammenarbeit und ihr kameradschaftliches Verhalten danken. Heinz-Martin Möbus und Roland Strauß danke ich für Ihre Diskussionsbereitschaft.

Abschließend möchte ich besonders meinen Eltern für Ihre Unterstützung danken.

## 1. Einleitung

Große Rutschungen oder Felsstürze mit schwerwiegenden Folgen für Wirtschaft und Infrastruktur verursachen weltweit neben Stürmen und Hochwässern die größten ökologischen und ökonomischen Schäden an menschlichen Siedlungsgebieten, Verkehrswegen und land- und forstwirtschaftlichen Flächen.

Die Untersuchung der vielfältigen und komplexen Ursachen von Rutschungen stellen eine große Herausforderung an die Ingenieurgeologie dar. Die Kenntnis der geologischen Ursachen und der auslösenden Faktoren muß künftig den zunehmenden ökologischen und ökonomischen Ansprüchen an die Raumplanung unseres immer enger werdenden Lebensraumes besser gerecht werden. Forschung im Rahmen ingenieurgeologischer Fragestellungen bedeutet daher heute in dem dicht bevölkerten Gebiet der Bundesrepublik Deutschland immer auch Forschung in Bezug auf den Erhalt der Umwelt und des menschlichen Lebensraumes. Damit geht die Zielsetzung deutlich in Richtung auf Vermittlung von Methoden und Zusammenhängen für die Katastrophenvorhersage. Der Auf- und Ausbau von Datenbanken, sowie die Erstellung von thematischen Spezialkarten mit Hilfe dieser Daten wird in Zukunft eine wichtige Aufgabe des Ingenieurgeologen sein.

Im Vordergrund des wissenschaftlichen Interesses stand bisher die Beschreibung der morphologischen Phänomene einzelner Rutschungen und ihrer klimatischen, hydrogeologischen und bodenmechanischen Ursachen. Die Vielfalt der an Rutschungen beteiligten Phänomene ist zwar erkannt und im Detail studiert, ihre Abhängigkeit von der regionalen Geologie und den geologischen Strukturen wurden bisher häufig vernachlässigt. Nur die Kenntnis dieser regionalen Zusammenhänge ermöglicht es aber, das Risikopotential einer Region lokal differenziert und semiquantitativ abzuschätzen.

Die Vereinten Nationen haben die Bedrohung durch natürliche Extremereignisse erkannt und die Neunziger Jahre zur Dekade für Katastrophenvorbeugung erklärt (IDNDR, International Decade for Natural Disaster Reduction). In diesem Zusammenhang geht es auch um die Erforschung von Rutschungen. Es geht hierbei nicht nur um die Untersuchung bereits abgelaufener Katastrophen, sondern um Katastrophenvorbeugung durch regionale Erfassung des Gefahrenpotentials.

Auch die Europäische Gemeinschaft fördert seit 1989 ein Programm zur Schulung von Wissenschaftlern - EPOCH (European Programme on Climatology on Natural Hazards) - mit dem Ziel der Naturkatastrophenvorbeugung (ALMEIDA-TEIXEIRA et al. 1991). Seit 1994 existiert außerdem das Projekt TESLEC (The Temporal Stability and Activity of Landslides in Europa with Respect to Climatic Change), daß sich speziell mit der Untersuchung von Rutschungen beschäftigt. Koordiniert wird das Projekt vom Centre of Geomorphological Hazards (CERG) in Utrecht (DIKAU, BRUNSDEN, SCHROTT & IBSEN 1996).

Nach Ansicht der "UNESCO Working Party on World Landslide Inventory", erscheint die Erarbeitung von Gefährdungs- und Risikokarten nach einer standardisierten Methodik als eine vordringliche Aufgabe der Ingenieurgeologie. Die Aufnahme und Beschreibung der untersuchten Rutschungen muß dabei in einer einheitlichen Nomenklatur erfolgen. Nach Meinung von MATTHES & SCHENK (1993) genügen die bisherigen Untersuchungen in der Regel nicht systematischen Ansprüchen. PRINZ (1991, 1997) fordert eine verstärkte Berücksichtigung der geologischen Voraussetzungen und der daraus resultierenden regionalen Typenvielfalt von Rutschungen.

Für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland liegen erst wenige solcher Risiko- bzw. Gefahrenkarten vor. Hierbei handelt es sich um ingenieurgeologische Spezialkarten im Maßstab 1:25 000 oder um spezielle Themenkarten. Hangstabilitätskarten liegen bisher nur vom Mainzer Becken von KRAUTER & STEINGÖTTER (1983) im Maßstab 1 : 50 000 und vom Rotliegenden der Nordpfalz von FEIN & HÄFNER (1984) im Maßstab 1 : 25 000 vor. In diesen Maßstäben können die rutschungsgefährdeten Gebiete noch einigermaßen detailliert dargestellt werden und es bleibt gleichzeitig auch der regionale Überblick erhalten.

Die Rhön ist schon lange als besonders anfälliges Gebiet für Rutschungen bekannt. Außer den bekannten Rutschungsarealen in der Hohen Rhön treten besonders zu beiden Seiten des Ulstertales gehäuft Rutschungen auf. Viele von ihnen sind im Rahmen von Marburger und Kieler Diplomarbeiten erfaßt und auskartiert worden. Vereinzelt wurden auch vertiefende Untersuchungen über die Ursachen der Massenbewegungen gemacht, so im Bereich der B 458 bei Dietges, wo Anfang der achtziger Jahre aufgrund eines Gutachtens des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung die Straße wegen andauernder

Hangbewegungen auf die andere Talseite verlegt werden mußte. Diese Untersuchungen waren aber zu solitär und zu speziell konzipiert (z.B. GRONEMEIER ET AL., 1985), um allgemeine Rückschlüsse der Rutschungskinematik und der Risikofaktoren für die Region zu liefern.

Im Hinblick auf das in letzter Zeit gehäufte Auftreten von Rutschungen in den Alpen und den Pyrenäen, ausgelöst durch extreme Witterungsereignisse wie Starkregen oder anhaltende Niederschläge, könnte dieses Thema auch in unseren Regionen zunehmend an Bedeutung gewinnen. Die systematische Erfassung, Kartierung und ingenieurgeologische Untersuchung der im Ulstertal und seiner näheren Umgebung auftretenden Rutschungen als Grundlage für eine „Rutschungsrisikokarte“ bot sich deshalb aufgrund des anstehenden Forschungsbedarfes auf diesem Gebiet als Dissertationsthema an.

## **2. Ziele der Arbeit und Stand der Forschung**

### **2.1    Ziele der Arbeit**

Im Bereich des Mittleren und Oberen Ulstertal (Rhön) sollten die dort auftretenden Rutschungen ingenieurgeologisch untersucht und bewertet werden. Ziel der Arbeit war es, zum einen die Zusammenhänge zwischen Rutschungen und der regionalen Geologie sowie deren auslösenden Faktoren herauszufinden und in einer ingenieurgeologischen Gefahren- und Risikokarte darzustellen. Dafür waren detaillierte Untersuchungen notwendig, die den Zusammenhang von geologischen Faktoren wie dem geologischen Untergrund, der tektonischen Situation und den übrigen Einflüssen für das Auftreten von Rutschungen aufzeigen.

Die einzelnen Rutschungstypen und ihre kinematischen Gesetzmäßigkeiten sind soweit erforscht, dass kritische Situationen erkannt werden können. Es fehlen jedoch Beurteilungskriterien zur Abschätzung des jeweiligen Risikopotentials von Hangbewegungen. Grundlage für solche allgemeingültige Beurteilungskriterien kann nur eine detaillierte und umfassende Untersuchung von ausgewählten Regionen mit gehäuftem Auftreten von Rutschungen und Felsstürzen liefern. Diese allgemeingültigen Beurteilungskriterien sollten es dem bearbeitenden Geologen dann erlauben, ohne übermäßigen finanziellen und apparativen Aufwand, eine Unterteilung des rutschungsgefährdeten Gebietes in mindestens drei Gefährungsklassen durchzuführen.

Da die meisten Rutschungen im Untersuchungsgebiet unter anderen klimatischen Bedingungen, in der Regel vor mehreren tausend Jahren, abgelaufen sind, kann man davon ausgehen, daß eine Gefährdung der untersuchten Region hauptsächlich von der Reaktivierung bestehender Rutschungsareale durch menschliche Eingriffe ausgeht. Solche Reaktivierungen können z.B. durch Baumaßnahmen und durch Änderungen in der Vegetation, aber auch durch Klimaveränderungen, ausgelöst werden.

Um den Gefährungsgrad einer Region abschätzen zu können, müssen die auslösenden Mechanismen der Rutschungen verstanden sein. Ausgehend von der Erkenntnis, daß in einem größeren Areal auch noch nach längerer Zeit verschiedene Stadien im Ablauf von Rutschungen erkennbar sind, muß der Ablauf der vor langer Zeit abgelaufenen Rutschungen in Teilbewegungen aufgelöst und nach Möglichkeit auf die Ursprungsformen zurückgeführt werden. Die Kenntnis über den Ablauf von Rutschungen ist dann ein wichtiger Baustein beim Beurteilen des Gefährungsgrades einer Region.



Bei der Analyse der Ursachen, Abläufe und Gefahrenmomente von Rutschungen nimmt die Darstellung der geologischen-geotechnischen und morphologischen Verhältnisse in ingenieurgeologischen Spezialkarten eine Schlüsselrolle ein. Diese auf klassische geologische Kartierarbeit basierende Methode liefert mit geringem finanziellen Aufwand schnell umfassende Basisinformationen, die in einfachen Fällen für die Risikoabschätzung eines Gebietes ausreichen.

Als erste Schritte zur Umsetzung der o.g. Ziele wurden alle bereits bekannten Rutschungen im Arbeitsgebiet erfaßt und neue Verdachtsflächen mit Hilfe von Luftbildern ausfindig gemacht.

Luftbilder liefern zuverlässige Daten über Morphologie, Tektonik und lithologische Unterschiede einer Region. In flächendeckenden und räumlich hochauflösenden Bildern großer Geländebereiche werden für den Betrachter Zusammenhänge und Unterschiede regionaler und lokaler geologischer Einheiten und Strukturen sichtbar, wie sie mit herkömmlicher Geländearbeit nur in jahrelanger Kleinarbeit erarbeitet werden können. Durch Auswertung von Luftbildern des Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden wurde eine Kartengrundlage geschaffen werden, die eine gezielte Aufnahme und Beprobung von Rutschmassen im Arbeitsgebietes erlaubte. In Kombination mit der Auswertung von Satellitenbilder konnten über das Arbeitsgebiet hinaus Aussagen zur Überprüfung des Zusammenhanges zwischen strukturellem Inventar und Rutschungsgefährdung erwartet werden (cf. STEINGÖTTER 1984).

Diese ersten Grundlagen wurden durch eine intensive Geländearbeit mit Kartierung, einfachen Vermessungen und Probennahme vertieft, ausgebaut und überprüft. Wichtige Bestandteile der Geländearbeit waren zum einen das Einmessen vorhandener Trennflächen wie Klüfte und Schichtflächen, zum anderen das Erfassen von Quellaustritten und Nasstellen im Hangbereich.

Im Labor wurden zunächst die standardisierten bodenphysikalischen Kennwerte an den Bodenproben ermittelt. Darüber hinaus hilft die Kenntnis der Mineralogie und des Korngefüges, die Ergebnisse boden- und felsmechanischer Laboruntersuchungen besser einzuordnen und zu bewerten. Ein Großteil der Massenbewegungen wird durch eine Veränderung der physikalischen Eigenschaften des Bodens ausgelöst, indem der Boden entweder in Gleitschichten oder als ganzes seine ursprüngliche Festigkeit verliert. Geologisch vorgegebene Trennflächen und langfristig wirkende

Verwitterungsprozesse haben einen wesentlichen Einfluß auf die Stabilität der Hänge.

Das geomechanische Verhalten, besonders von Tonsteinen, hängt von Struktur und Mikrogefüge der einzelnen Bodenpartikel oder deren Aggregate ab. Im Verlauf der Verwitterung kommt es zu Lösungs-, Mobilisierungs- und Umlagerungsprozessen, welche die Struktur und die mechanische Stabilität des Gesamtgesteines nachhaltig schwächen können (GRONEMEIER et al. 1985). Deshalb ist eine röntgen-diffraktometrische Untersuchung der Tonminerale ein wichtiger Teil der Untersuchungen.

Bei dieser Zielsetzung erscheinen im Rahmen der Geländetätigkeit folgende Probleme als besonders wichtig:

- Welche Zusammenhänge bestehen zwischen geologisch-tektonischer Gesamtsituation und dem Auftreten von Rutschungen? Wie wirken sich die großen Trennflächen und tektonische Gebirgsauflockerung auf die Morphologie aus und welchen Einfluß hat diese auf die Rutschungsgefährdung?
- Welcher Einfluß besteht zwischen Geologie, dem Schichtaufbau und der Verwitterungsanfälligkeit einzelner Schichten auf die Rutschungsanfälligkeit? Welche lithologischen Einheiten sind besonders rutschungsgefährdet?
- Welche Ursprungsform der Rutschbewegung hat vorgelegen? Welchen Verlauf nimmt eine Gleitfläche und die bewegten Massen?
- Inwieweit lassen sich internationale Klassifizierungsvorschläge und Datenerfassungsbögen im Untersuchungsgebiet verwenden?

Auf Grundlage der Gelände- und Laborarbeiten sollte eine Risikokarte für die Region Oberes und Mittleres Ulstertal (Rhön) erarbeitet werden. Zu diesem Zweck mußten Methoden entwickelt werden, die geologischen Feldergebnisse mit regionalen Gegebenheiten zu verknüpfen, um so eine brauchbare Risikoanalyse anfertigen zu können. Um diese Aufgaben in einer effektiven, zeitgemäßen Form durchführen zu können wurde eine Datenbank entwickelt, die durch Verknüpfung mit modernen GIS-Systemen den Bearbeiter in die Lage versetzten, diese Probleme optimal zu lösen und darüber hinaus einen einfachen Zugriff z.B. auch von Planungsbehörden erlaubt.

Die Arbeit basiert zwangsläufig auf einem eng begrenztem Gebiet. Sie stellt aber einen Baustein zu einer flächendeckenden Bearbeitung von Hessen dar. Als Ergebnis wurde eine Klassifizierung der Rutschungsgefährdung in drei Klassen angestrebt.

## **2.2 Stand der Forschung**

Die Vielfalt der Faktoren, die zu einer Rutschung oder einem Felssturz führen können, sowie deren unterschiedliche Erscheinungsformen sind im Detail gut erforscht und in einer umfangreichen Literatur beschrieben. Grundsätzlich können Massenbewegungen auf Grundlage der Art und Ausbildung ihrer Gleitflächen, der wirksamen Verformungsmechanismen, widergespiegelt in der Art ihrer Bewegung, und der Morphologie ihrer Oberfläche klassifiziert werden. Mit diesem Thema beschäftigt sich eine umfangreiche Literatur, die bei VEDER (1979), CROZIER (1986), HUTCHINSON (1988), KRAUTER (1990), PRINZ (1991, 1997), GIANI (1992) und DIKAU, BRUNSDEN, SCHROTT & IBSEN (1996) zusammengestellt ist. Die am häufigsten angewandte Klassifikation von VARNES (1978) stützt sich als Hauptkriterien auf die petrographische Zusammensetzung der bewegten Massen und deren Bewegungsart. Sie geht unter anderem zurück auf Arbeiten von ZARUBA & MENCL (1969), SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) und NEMCOCK et al. (1972).

Der Stand der internationalen Forschung wird alle vier Jahre auf Tagungen der International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering (ISSMFE) und der International Association of Engineering Geology (IAEG) ausgetauscht. Von BONNARD (1988), BELL (1992) und SENNESET (1996) sind die Ergebnisse der letzten drei Tagungen zusammengestellt worden.

Die Entwicklung von regionalen Rutschungskarten und Karten mit Angabe eines Gefährdungs- oder Risikogrades steckt dagegen in vielen Ländern noch in den Anfängen. Das Phänomen von Rutschungen hat in einigen besonders stark davon betroffenen Ländern schon früh zur Erstellung von regionalen Rutschungskarten geführt. Der Umfang der auf internationaler Ebene durchgeführten Forschungsarbeiten ist inzwischen so groß, daß im Rahmen dieser Arbeit nur ein Überblick über die bedeutendsten Arbeit gegeben werden kann, ohne damit einen Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben.

Das erste Beispiel für eine solche Karte ist aus Italien bekannt, wo bereits 1783 SARCONI durch ein Erdbeben ausgelöste Rutschungen in Kalabrien kartographisch dargestellt hat.

1910 veröffentlichte ALMAGIÀ die erste Spezialkarte im Maßstab 1 : 500 000 über die Verbreitung von Massenbewegungen in Italien.

JONES ET AL. (1961) erstellten eine Karte von pleistozänen Ablagerungen des Columbia River (Washington) und beschreiben ca. 300 Rutschungen. Sie versuchen eine erste Charakterisierung der einzelnen Rutschungstypen und ihrer Ursachen.

Die ersten auf systematischen Untersuchungen von Rutschungen basierenden Karten erschienen dann zu Beginn der sechziger Jahre. Besonders im heutigen Tschechien, der Slowakischen Republik und Frankreich beginnt man in dieser Zeit systematisch Methoden zum Beschreiben und Beurteilen von Massenbewegungen zu entwickeln.

Von grundlegender Bedeutung bei der systematischen Erfassung und Beurteilung von Massenbewegungen waren die Arbeiten in der ehemaligen Tschechoslowakei zu Beginn der sechziger Jahre. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang besonders die Arbeiten von RYBÁR ET AL. (1965) im Pôtipsy-Becken und die ingenieurgeologische Karte der tschechischen Karpaten im Maßstab 1 : 500 000 von MATULA (1969), der zwischen aktiven und alten (potentiellen) Rutschungen unterscheidet. Alle diese Untersuchungen sind Ergebnis der Schule von ZÁRUBA, deren Erkenntnisse 1969 zu dem Buch „Landslides and their control“ von ZÁRUBA UND MENCL führen. Mit Vorschlägen zur Herstellung von regionalen ingenieurgeologischen Karten beschäftigt sich MATULA (1979) und MALGOT & MAHR (1979). Einen besonderen Schwerpunkt bildet bei diesen Bemühungen das analytische Auskartieren von Hangbewegungen. Zwischen 1981 und 1991 werden in der heutigen Slowakischen Republik ca. 12 000 Hangbewegungen systematisch erfasst, digital und analog katalogisiert. Die so gespeicherten Daten können über die Datenbank GEOFOND von anderen Wissenschaftlern abgerufen werden (KOVÁČIK & SUCHÁNKOVÁ 1993). Die unterschiedlichen ingenieurgeologischen Karten der Slowakischen Republik, mit Berücksichtigung der Hangstabilität, werden von MALGOT & BALIAK (1993) erläutert. Sie unterscheiden Karten zur Registrierung von Hangbewegungen, Karten die Ursachen von Hanginstabilitäten aufzeigen und Hangstabilitätskarten.

In Frankreich beginnt in den sechziger Jahren das B.R.G.M. (Bureau de Recherches Géologique et Minières) mit der methodischen Erfassung und Kartierung von Rutschungen (HUMBERT 1962; HUMBERT 1977). Große Fortschritte werden in Frankreich jedoch erst 1975 mit einem nationalen

Programm zur kartographischen Erfassung von Rutschungsgebieten unter dem Namen ZERMOS („Zones Exposées à des Risques liés aux Movements du Sol“) gemacht. In den Jahren 1975 und 1976 wurden fünfzehn ZERMOS-Karten im Maßstab 1 : 20 000 herausgegeben (s.a. DEARMAN 1991). Seit den 80er Jahren versucht das B.R.G.M. in Zusammenarbeit mit der D.R.M. (Délégation aux Risques Majeurs) mit dem Projekt RIVET (Recherche Intégrée sur la dégradation de Versants en Territoire de montagne) (ASTÉ 1995) und durch Aufbau eines nationalen Inventars instabiler Böschungen mit dem Namen INVI (ASTÉ, GOUISSET & LEROI 1995) eine Risikoanalyse in den französischen Alpen mit Hilfe moderner Techniken. Die Datensammlung von INVI sollte alle Rutschungen erfassen, die seit dem 12. Jahrhundert in den französischen Alpen aufgetreten sind. Das Projekt RIVET hat zum Ziel mit Hilfe moderner Technik, wie Satellitenbilddauswertung und EDV-Einsatz, Methoden einer zuverlässigen Risikoanalyse zu entwickeln. Ergänzt werden diese Projekte auf der italienischen Seite der Alpen durch das Projekt ERSAL (Ente Regional Sviluppo Agricolo della Lombardia) (ASTÉ 1995).

In den USA wurde vor allem in den siebziger Jahren vom U.S. Geological Survey das systematische Kartieren und Registrieren von Rutschungen durchgeführt (LEIGHTON 1972; NILSEN & BRABB 1973; NILSEN ET AL. 1976; RADBRUCH-HALL & VARNES, 1976). Eine Übersichtskarte zur Rutschungsanfälligkeit der USA erschien im Maßstab 1 : 7 500 000 im Jahre 1976 (RADBRUCH-HALL). BRABB (1989a) gibt einen Überblick über Verbreitung und ökonomische Bedeutung von Rutschungen in den USA.

SCHEIDEGGER (1991) gibt einen Überblick über verschiedene Typen von Massenbewegungen im zentralen und östlichen Teil von Österreich. Für Niederösterreich wurde von SCHENK (1992) eine Aufnahme und Untersuchung von sämtlichen bekannten Rutschungen im Zeitraum von 1953 bis 1990 veröffentlicht. 1138 registrierte Massenbewegungen wurden nach ihrer Bewegungsart, der Petrologie der bewegten Massen, den Ursachen und nach den auslösenden Ereignissen untersucht und unterteilt.

In der ehemaligen DDR beschäftigten sich PUTSCHER ET AL. (1978) mit den Problemen der methodischen Erfassung und Dokumentation von Hangbewegungen, mit dem Ziel einer realen Bewertungsgrundlage und Vergleichsmöglichkeit.

In der Bundesrepublik Deutschland veröffentlichten 1983 KRAUTER & STEINGÖTTER die Hangstabilitätskarte des linksrheinischen Mainzer Beckens im Maßstab 1 : 50 000. Später ablaufende Massenbewegungen traten mit einer Vorhersagegenauigkeit von über 98 % im auskartierten Bereich auf. KRAUTER, KREZAN & HOFMANN (1985) untersuchten die Hangstabilitäten im Hunsrück und unterteilten den Grad der Rutschungsgefährdung in vier Kategorien, die als farbige Bänder entlang von Straßen dargestellt werden. ROGALL (1997) fertigte für den Westtaunus eine Hangstabilitätskarte im Maßstab 1 : 50 000 an, in der er vier Gefährdungsgrade unterscheidet. 1985 veröffentlicht der ARBEITSKREIS „INGENIEURGEOLOGISCHE KARTIERUNGEN“ der DGE (Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau) Empfehlungen für die Herstellung ingenieurgeologischer Spezialkarten im Maßstab 1 : 25 000, Baugrundkarten im Maßstab von 1 : 10 000 bis 1 : 2 000 und speziellen Themenkarten, zu denen auch Rutschungsrisikokarten gehören.

Auch die Geologischen Landesämter bemühten sich in neuen amtlichen geologischen Karten (1:25 000) Rutschungen zu erfassen und auf den geologischen Spezialkarten darzustellen. KALTERHERBERG (1985) erläutert die ingenieurgeologischen Karten des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen (IK 25) am Beispiel des Kartenblattes Düsseldorf-Kaiserswerth. Beispiele für Karten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung sind die Kartenblätter Ludwigseck (BECKER ET AL. 1990) und Kleinsassen (LAEMMLEN & HANSEN 1994, PRINZ 1994).

Vom Bayerischen Geologischen Landesamt wird das Forschungsvorhaben GEORISK-M durchgeführt, daß der Methodenentwicklung zur Erfassung und Untersuchung von Massenbewegungen im bayerischen Alpenraum dient (cf: V. POSCHINGER 1992; HAAS 1993).

In den siebziger und achtziger Jahren wurde auch in vielen anderen Ländern mit der systematischen Erfassung von Massenbewegungen begonnen. Zu nennen seien hier nur noch Japan, die ehemalige UdSSR, Kanada, Spanien, Australien, Bulgarien, die Schweiz und Marroko (cf.: COTECCHIA 1978 darin Lit.). Die Ergebnisse dieser weltweiten Bemühungen führten ab Ende der achtziger Jahre zu zahlreichen kartographischen Methoden der regionalen Rutschungskartierung (cf.: WALKER & FELL 1987, BRABB 1989b, NOVOSAD & WAGNER 1993 darin Lit.). Die Tatsache, daß in jedem Land eigene Methoden zum Beschreiben und Beurteilen von Massenbewegungen und der von ihnen ausgehenden Risiken entwickelt wurden, veranlaßten die UNESCO und die IAEG (International Association of Engineering Geology) eine einheitliche

Nomenklatur und Klassifizierung zu entwickeln. So wurden zu Beginn der neunziger Jahre von der UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY einheitliche Methoden über die Definition einer Massenbewegung, deren Erfassung (1991) und zur Beschreibung der Aktivitäten von Massenbewegungen (1993) vorgeschlagen. 1993 wurde dann ein mehrsprachiges Landslide Glossary veröffentlicht, in dem eine einheitliche Definition und Nomenklatur für Rutschungsmerkmale, Rutschungsdimensionen, Aktivitätszustand, Verteilung und Art der Rutschungsaktivitäten und Rutschungstypen vorgeschlagen wird. CRUDEN & BROWN (1992) geben einen Überblick über den Stand der Entstehung von internationalen Datenbanken im Rahmen der IDNDR mit Hinweisen auf verwendete Software, Auswahlkriterien und Literatur.

Trotz aller Bemühungen zur kartographischen Erfassung von rutschungsgefährdeten Regionen und einer Beurteilung des dort herrschenden Gefahrenpotentials, ist man heute bis auf wenige Ausnahmen nicht über das einfache Erfassen und Darstellen von Rutschungen hinaus gekommen.

Im Arbeitsgebiet wurden einige Marburger Diplomarbeiten durchgeführt, die sich mit Rutschungen in der Region beschäftigen (SCHUBERT 1980; GADIMI 1981; GALLWITZ 1982; ZIAYE-HAMEDANI 1986). In der neu erschienenen geologischen Karte Kleinsassen (EHRENBERG ET. AL. 1994) sind die meisten Rutschungen zwar kartographisch erfaßt, die rutschungsgefährdeten Schichten und die dort wirkenden Mechanismen sind grob erkannt (PRINZ 1994). Weitergehende Zusammenhänge mit Morphologie, Tektonik und Petrologie und eine damit verbundene Risikoanalyse des betroffenen Gebietes wurden nicht untersucht. Auch Untersuchungen, z.B. von Massenbewegungen bei Dietges (GUDEHUS ET AL., 1985) beschäftigen sich mit den petrographischen und geomechanischen Eigenschaften der oberen Rötfolge (BRUNHOF 1983; SCHENK 1993, GUDEHUS ET AL. 1982), ohne weiter auf regionale Zusammenhänge einzugehen und eine Beurteilung aller in der Region als rutschungsanfällig bekannten Schichten in Angriff zu nehmen.

Untersuchungen über das geomechanische Verhalten vulkanischer Gesteine der Rhön sind nicht bekannt, das gleiche gilt für die tertiären Sedimente auf Blatt Tann.

Ingenieurgeologische Gefahren- und Risikokarten für das Staatsgebiet Hessen liegen bis jetzt nicht vor.

### **3. Rutschungen**

Die UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993) definiert Rutschungen als „Die Bewegung einer Felsmasse, von Erde oder von Geröll einen Hang hinunter“. Anders ausgedrückt sind Rutschungen bruchlose oder bruchhafte gravitativ bedingte Verlagerungen von Fest- oder Lockergesteinsmassen.

Rutschungen können als schnelle Ereignisse, in Form von Bergstürzen, Muren oder Laharen oder als langsame für das Auge nicht erkennbare Ereignisse, wie Bodenkriechen oder Talzus Schub auftreten. Die dabei bewegten Massen reichen von wenigen Kubikmetern bis zu mehreren Kubikkilometern.

Das Erkennen, Beschreiben und Bewerten von Rutschungen sowie die Risikoeinschätzung von durch Rutschungen bedrohten Gebieten sind eine der Hauptaufgaben der Ingenieurgeologie. Neben einer einheitlichen Nomenklatur und Klassifikation von Rutschungen, die im folgenden beschrieben werden soll, wird vom Ingenieurgeologen die Kenntnis der morphologischen Entwicklung und der Klimageschichte einer Region verlangt, die er zusammen mit der Untergrundsituation und der tektonischen Entwicklung einer Region zu einer Modellvorstellung zusammenfügen muß, um das Gefahrenpotentials einer Region beurteilen zu können.

#### **3.1 Arten von Rutschungen und Klassifikation**

Das Beschreiben und Klassifizieren von Rutschungen ist aufgrund der vielfältigen und komplexen Erscheinungsformen recht schwierig. Neben der Beschreibung der einzelnen Bewegungstypen aufgrund ihrer Bewegungsart, müssen zum Beschreiben und Klassifizieren auch noch deren Alter und Aktivitätsgrad sowie die von Rutschungsaktivitäten betroffenen Hangpartien berücksichtigt werden. Erschwerend kommt hinzu, daß sich Massenbewegungen auch aus mehreren unterschiedlichen Bewegungstypen mit z.T. unterschiedlichem Alter zusammensetzen können und somit eine „vierdimensionale“ Betrachtungsweise erforderlich ist.

Die Bemühungen der UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY führten 1993 zu einer einheitlichen Darstellung und Beschreibung mit dem Ziel, die bisherigen unterschiedlichen Fachtermini und



Rutschungstypen in überschaubare Bahnen zu lenken. Nachfolgend sollen deshalb die unterschiedlichen Rutschungstypen und Aktivitäten, anlehnend an das mehrsprachige Glossar, beschrieben werden.

Ein Ziel dieser Arbeit ist zu versuchen, diese von der UNESCO (1993) vorgeschlagene Einteilung in der Praxis zu testen, inwieweit sich diese auf internationaler Ebene entwickelte Einteilung in deutschen Mittelgebirgslandschaften und ihren z.T. schon sehr alten Rutschungen anwenden lässt.

### 3.1.1 Typen von Rutschungen

SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) gliederten Massenbewegungen in Abbrüche, Rotationsrutschungen, kombinierte Rutschungen, Translationsrutschungen und das Fließen. VARNES (1978) gliedert nach den Begriffen Fallen, Stürzen, Rutschen, Fließen (incl. Kriechen) sowie deren lateralen Verbreitung. Komplexe Rutschungen setzen sich aus mehreren dieser Bewegungstypen zusammen. Aufbauend auf diesen Arbeiten entstand die Gliederung der UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993). Diese unterteilt Massenbewegungen in 5 Typen, die im folgenden erläutert werden sollen.

#### **Fallen:**

Unter dem Begriff Fallen versteht man alle Rutschungen bei denen sich Boden- oder Felsmaterial von einem steilen Hang oder einer Felswand ablöst. Dieses Lösen geschieht an Trennflächen auf denen geringe oder keine Scherbewegungen stattfinden. Das Material in beliebiger Größenordnung stürzt dann frei fallend, springen oder rollend ab (Abb. 3.1).

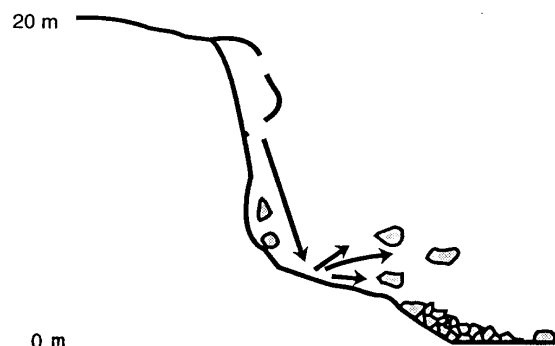


Abb. 3.1: Fallbewegungen nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993).

### Kippen:

Das Vorwärtsrotieren von Blöcken aus Fels- oder kohäsiven Bodenmaterial aus dem Hang heraus wird als Kippen bezeichnet (Abb. 3.2). Die Rotationsbewegungen finden um einen Punkt oder eine Achse unterhalb des Schwerpunktes der bewegten Blöcke statt. Kippbewegungen können je nach den morphologischen Gegebenheiten auch in Fallbewegungen übergehen. Gewöhnlich finden solche Bewegungen statt, wenn harte Gesteine weichere überlagern (cf.: POISEL & EPPENSTEINER 1988, 1989; GLAWE & MOSER 1993).

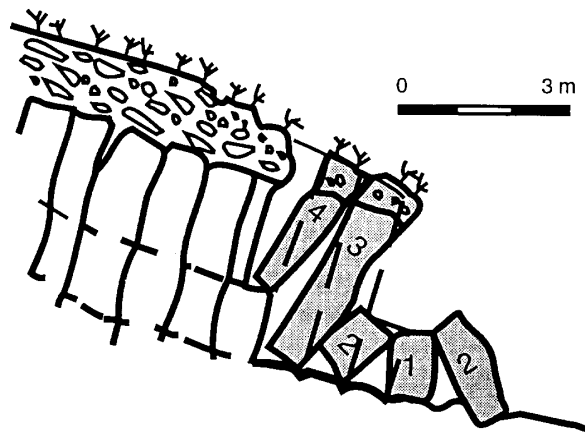


Abb. 3.2: Kippbewegungen nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993).

### Gleiten:

Rotations- und Translationsrutschungen im Sinne von SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) werden heute unter dem Oberbegriff „Gleiten“ zusammengefasst. Man versteht darunter die hangabwärts gerichtete Bewegung von Fels- und Lockergesteinen auf Gleitflächen oder Zonen intensiver Scherverformung.

In dieser Arbeit soll abweichend von der UNESCO vorgeschlagenen Einteilung das Gleiten in drei weitere Untertypen unterteilt werden (PRINZ 1991), nämlich Translationsrutschungen, Rotationsrutschungen und Kombinierte Rutschungen.

Translationsrutschungen sind einfache Gleitungen entlang von Trennflächen (Schichtfläche oder Kluftfläche) und zwar bevorzugt an der Grenze zwischen kompetenten und inkompetenten Gesteinen, z.B. Tonsteinzwischenlagen, wobei die Bewegung auf einer oder mehreren Trennflächen stattfinden kann (BRÄUTIGAM et al. 1989) (Abb. 3.3a).

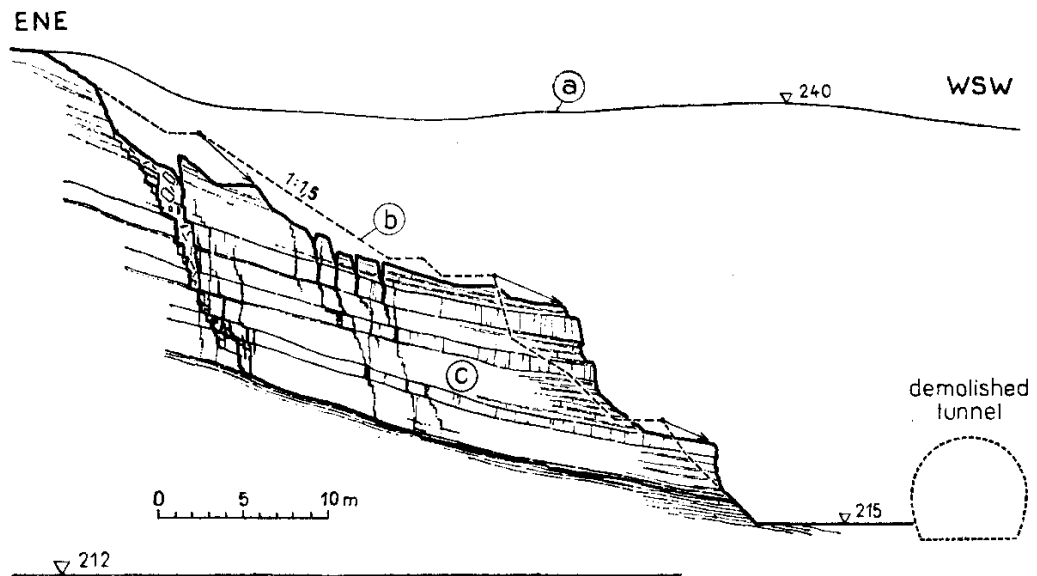


Abb. 3.3a: Translationsrutschung in einem Eisenbahneinschnitt bei Prag (ZÁRUBA & MENCEL 1969)

Rotations-Rutschungen sind ein in homogenen Lockergesteinen häufig anzutreffender Typ, bei dem die Gleitfläche häufig annähernd kreisförmig ist. Bei Rutschungen in der oberen Verwitterungszone mit nach der Tiefe hin fester werdendem Untergrund verläuft die Gleitfläche meist flachschalig (Abb. 3.3b).

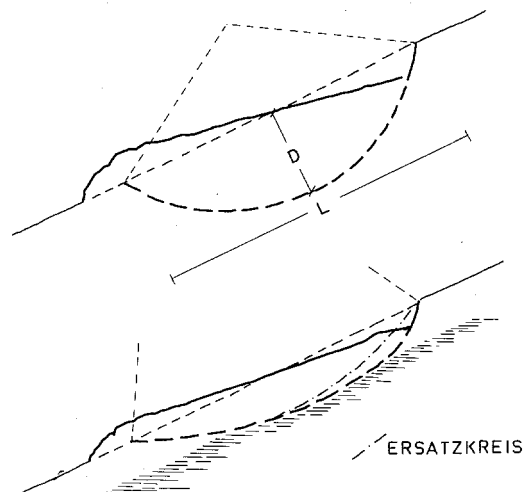


Abb.3.3b: Grundtypen von kreisförmigen und abgeflachten Rotationsrutschungen nach PRINZ (1991).

Kombinierte Rutschungen sind weit verbreitet, wobei viele Großrutschungen, auch fossile Rutschungen, zu diesem Typ gehören (KANY & HAMMER 1985, PRINZ 1997). Es handelt sich dabei um Rutschungen mit unterschiedlich ausgeprägten (ebenen und gekrümmten) Gleitflächen, bei deren Bewegungsablauf stärkere Zerr- und Scherspannungen als bei Rotationsrutschungen auftreten, was sich in der Morphologie der bewegten Massen bemerkbar macht (Abb. 3.3c).

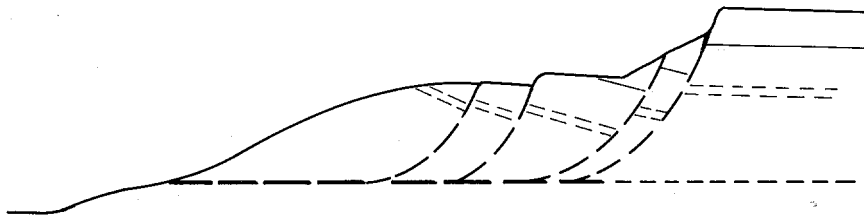


Abb.3.3c: Mehrfach rückschreitende kombinierte Rutschung aus PRINZ (1991).

### **Driften:**

Beim Driften wird Fels bei gleichzeitigem Einsinken in das weniger kompetente Liegende bewegt. Eine intensive Bewegung auf Scherflächen findet nicht statt (Abb. 3.4). MATHEß & SCHENK (1993) unterscheiden dabei zwei Typen lateraler Ausbreitung. Der eine Typ ist gekennzeichnet durch Bewegungen auf einer nicht zu erkennenden oder klar zu definierenden Scherfläche und ohne Zone des plastischen Fließens. Dieser Typ findet sich z.B. in Form von Hangzerreißen auf Gebirgskämmen. Der zweite Typ bezeichnet laterale Bewegungen von Fest- oder kohäsiven Bodenmassen durch Verflüssigung oder plastischem Fließen des inkompetenten Untergrundes. Solche Bewegungen können in schluffig-tonigen Böden, bedingt durch eine infolge Verwitterung abgeminderten Scherfestigkeit schon an relativ flachen Hängen auftreten (VARNES 1978).

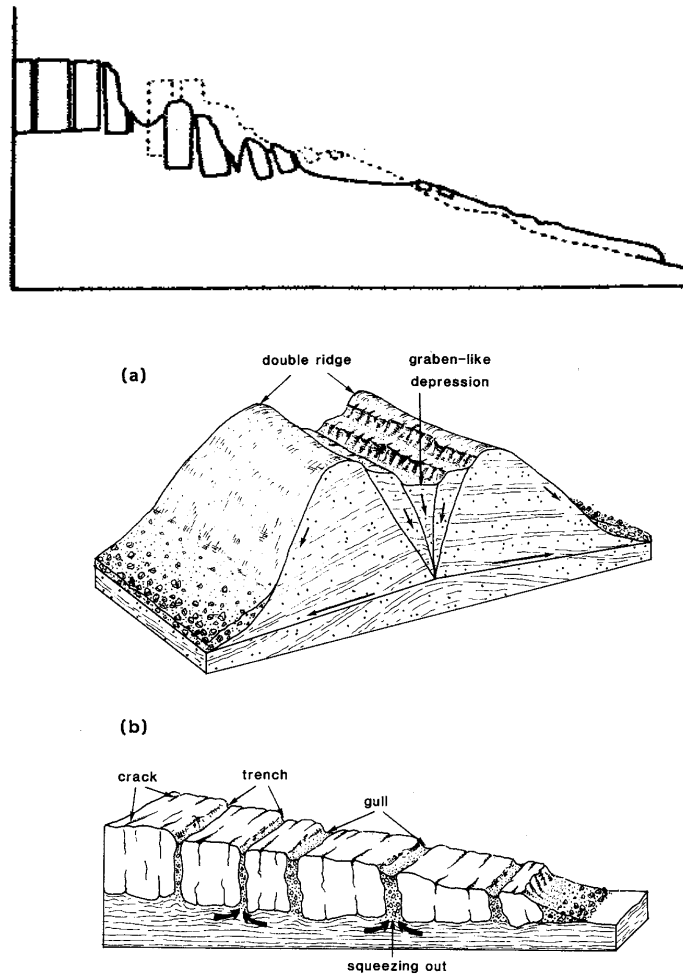


Abb.3.4: Driftbewegungen bzw. Lateral Spreading (a,b) nach PASUTO & SOLDATI (1996)

### Fließen:

„Fließen ist eine räumliche, kontinuierliche Bewegung bei der Scherflächen nicht oder nur kurzzeitig vorhanden, dicht angeordnet und gewöhnlich nicht erhalten sind. Die Geschwindigkeitsverteilung der bewegten Masse gleicht der einer viskosen Flüssigkeit“ (UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY 1993).

Laut PRINZ (1991) handelt es sich beim Fließen um eine unterschiedlich schnelle Bewegung von wasserübersättigten Bodenmassen mit Gesteinsschutt bzw. Geröllen aller Größenordnung (Abb.3.5).

Geröllstrom- bzw. Schuttstromrutschungen werden meist durch starke Wasseranreicherung ausgelöst und können sich bei entsprechend großem Wasserangebot auch bei geringen Gefälle mit z.T. hoher Geschwindigkeit über große Entfernungen erstrecken (PRINZ 1991).

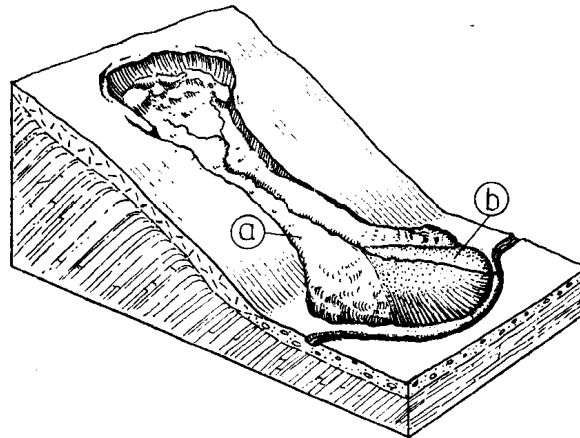


Abb.3.5: Fließen (Erdfließen) mit Rutschungszunge (a), die teilweise von einem jüngeren Schwemmfächer (b) überlagert ist (aus ZÁRUBA & MENCEL 1969)

### 3.1.2 Alter und Rutschungsaktivität

Prinz (1997) unterscheidet vier Altersstufen von Massenbewegungen: Fossile Rutschungen, alte Rutschungen, rezente und aktive Rutschungen. Unter anderen klimatischen und morphologischen Bedingungen, z.B. im Pleistozän und früher, aufgetretene Rutschungen, die heute im Gelände kaum noch zu erkennen sind, werden als **fossile Rutschungen** bezeichnet. **Alte Rutschungen** sind in der frühen Nacheiszeit aufgetreten und heute noch mehr oder weniger deutlich zu erkennen. Rutschungen, die unter den gegenwärtigen klimatischen und morphologischen Verhältnissen aufgetreten sind, werden als **rezente Rutschungen** bezeichnet. Definitionsgemäß sind diese Rutschungen jünger als 1000 Jahre (KLENGEL & PASEK 1974). **Aktive Rutschungen** sind heute noch aufgrund ihrer ursprünglichen Bewegungsmechanismen mehr oder weniger in Bewegung, meist handelt es sich dabei nicht um Erstrutschungen (PRINZ 1997).

Die UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993) schlägt eine Unterteilung in acht Aktivitätszustände vor:

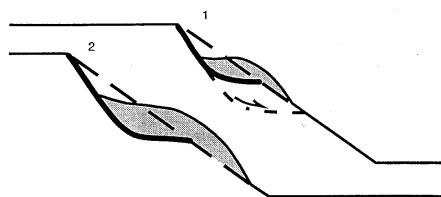
- **Aktive** Rutschungen sind gegenwärtig in Bewegung.
- **Blockierte** Rutschungen sind zur Zeit nicht aktiv, haben sich aber in den letzten 12 Monaten bewegt

- Eine **reaktivierte** Rutschung ist eine aktive Rutschung, die vorher inaktiv war.
- Eine **inaktive** Rutschung hat sich innerhalb der letzten 12 Monate nicht bewegt. Sie können in latente, abgeschlossene, stabilisierte und fossile Rutschungen unterteilt werden.
- **Latente** Rutschungen sind inaktive Rutschungen, die durch ihre ursprünglichen Ursachen wieder reaktiviert werden können.
- Von **abgeschlossenen** Rutschungen spricht man bei inaktiven Rutschungen, die nicht mehr von ihren ursprünglichen Ursachen beeinflusst sind.
- **Stabilisierte** Rutschungen sind inaktive Rutschungen, deren Ursachen durch Sanierungsmaßnahmen nicht mehr wirksam sind.
- Eine Rutschung die unter anderen klimatischen und morphologischen Verhältnissen aufgetreten ist, heute aber inaktiv ist wird als **fossile** Rutschung bezeichnet.

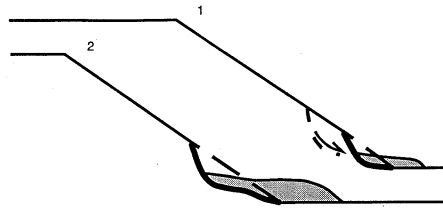
### 3.1.3 Verteilung der Rutschungsaktivitäten

Nach den unterschiedlichen Auswirkungen von aktiven, blockierten und reaktivierten Rutschungen auf einen Hang werden sieben unterschiedliche Verteilungen der Rutschungsaktivität unterschieden. Die nachfolgenden Abbildungen und Definitionen sind dem UNESCO Multilanguage Glossary entnommen.

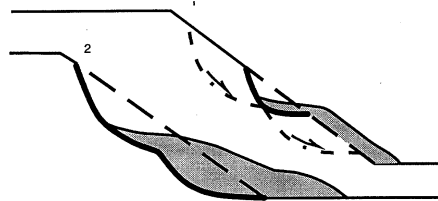
- In **fortschreitenden** Rutschungen breitet sich die Gleitfläche in Bewegungsrichtung aus



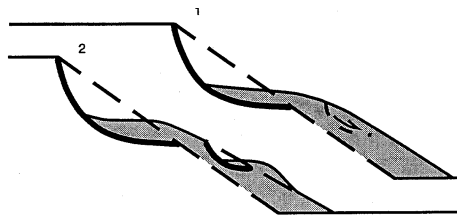
- In **rückschreitenden** Rutschungen breitet sich die Gleitfläche entgegen der Bewegungsrichtung aus.



- In **vergrößernden** Rutschungen breitet sich die Rutschungen in zwei oder mehr Richtungen aus.



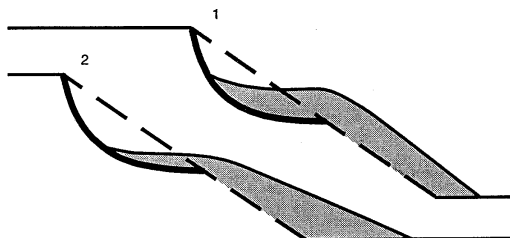
- In **verkleinernden** Rutschungen verringert sich das Volumen des verlagerten Materials.



- In einer **beschränkt ausgebildeten** Rutschung gibt es zwar einen Abriß, am Fuß der Rutschmasse ist jedoch keine Gleitfläche ausgebildet.

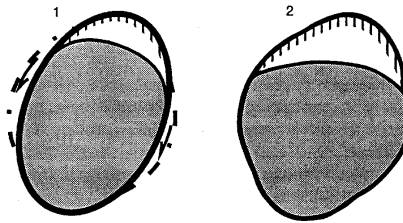


- In einer sich **fortsetzenden** Rutschung bewegt sich die Rutschmasse ohne sichtbare Veränderung der Gleitfläche und des Volumens des verlagerten Materials.





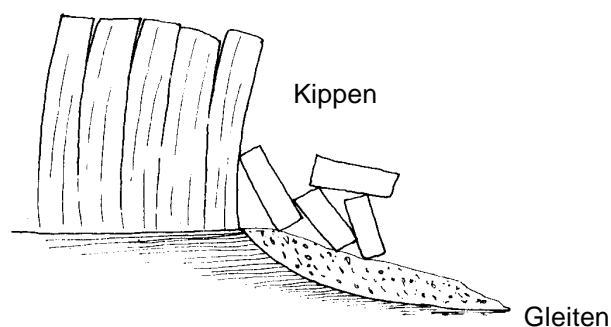
- In einer **ausweitenden** Rutschung breitet sich die Gleitfläche in einer oder in beiden Flanken der Rutschung aus.



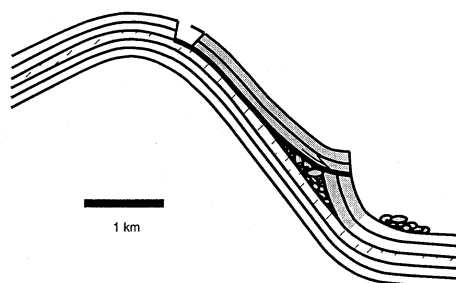
### 3.1.4 Art der Rutschungsaktivität

Massenbewegungen, die verschiedene Arten von Aktivitäten beinhalten, werden wie folgt eingeteilt (UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY 1993):

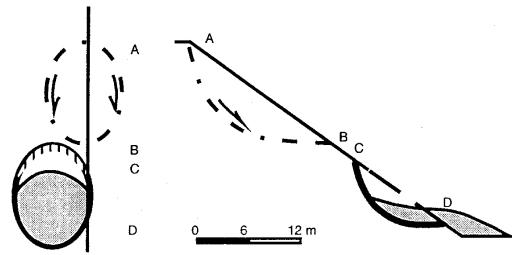
- **Komplexe** Rutschungen weisen mindestens zwei Bewegungstypen auf (Fallen, Kippen, Gleiten, Driften ; Fließen).



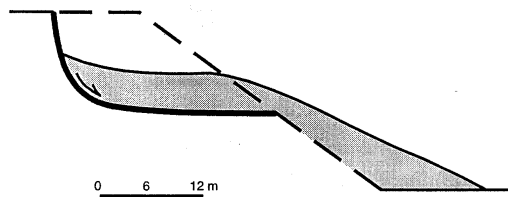
**Zusammengesetzte** Rutschungen weisen mindestens zwei Bewegungstypen auf, die gleichzeitig in verschiedenen Teilen der Rutschung auftreten.



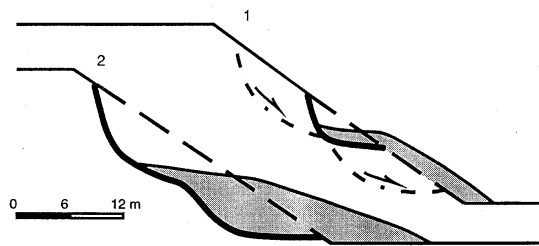
- Eine **sukzessive** Rutschung ist vom gleichen Typ wie unmittelbar benachbarte ältere Rutschungen. Rutschmasse und Gleitflächen sind jedoch voneinander getrennt.



- **Einzelrutschungen** weisen nur eine Einzelbewegung des verlagerten Materials auf.



- **Mehrfachrutschungen** zeigen eine wiederholte Entwicklung gleichen Bewegungstypes. Sie entsprechen den Serienrutschungen von PRINZ (1997)



### 3.2 Ursachen

Ursache für das Auftreten von Rutschungen sind stets Störungen des Kräftegleichgewichts zwischen rückhaltenden und abschiebenden (angreifenden) Kräften im Hang. Ausgelöst wird dieses Ungleichgewicht durch permanent oder episodisch wirkende Faktoren. Permanent wirken der Einfluß von Tektonik und Erosion, sowie die Verwitterung und die Auflockerung bzw.

Entfestigung des Gebirges in Hanglage. Episodisch wirkende Faktoren sind Änderungen des Grundwasserstandes, starke oder lang anhaltende Niederschläge, Belastungsänderung, Erschütterungen durch Spreng- oder Rammarbeiten und Erdbeben, sowie Änderungen der Hangform durch Unterspülung oder Untergrabung. Menschliche Eingriffe in die Stabilität von Hängen zählen zu den episodisch wirkenden Kräften (KRAUTER 1990).

Rutschungen werden fast immer durch das Zusammenwirken mehrerer dieser Faktoren hervorgerufen. Ausgelöst können sie jedoch von einem einzelnen dieser Faktoren werden, z.B. durch starke Niederschläge. Der Hauptfaktor für das Auftreten von Rutschungen ist im Grunde stets die geologische Situation, wobei das Wasser häufig die Rolle des auslösenden Faktors übernimmt (PRINZ 1991).

### 3.2.1 Morphologie, Lagerungsverhältnisse und Trennflächen

Die geologischen Ursachen für das Auftreten von Rutschungen sind sehr vielfältig. Insbesondere die Lagerungsverhältnisse der Gesteine und ihr Trennflächengefüge (Schichtflächen, Klüfte, Verwerfungen) haben einen großen Einfluß auf Verwitterung, Erosion und Denudation und damit auf die Reliefbildung.

Tektonische Bewegungen sind in der Regel Ursache für die Hebungsgeschichte einer Region. Talvertiefung und Übersteilung der Hänge durch Erosion bzw. Unterschneidung des Hangfußes führen häufig zu Hanginstabilitäten.

Die tektonischen Strukturen einer Region sind mit verantwortlich für die Ausbildung von Tälern. Die Beanspruchung des Gesteins an Verwerfungsflächen führt zur Zerrüttung und Auflockerung des Gesteins, daß dann weniger widerstandsfähig gegen Verwitterung und Abtragung ist, als das ungestörte Nachbargestein. Engständige Kluftscharen bilden orientierte Schwächezonen im Gestein, an denen Verwitterung und Tiefenerosion schneller und leichter vonstatten gehen als in anderen Richtungen, so daß Talrichtungen häufig Schwächezonen des Gebirges nachzeichnen, der Verlauf der Störung ist häufig nicht an der tiefsten Stelle des Tales, sondern in einer der Talflanken und kann damit zu weiteren Instabilitäten beitragen MURAWSKI (1964).

Die Entstehung vieler kleinerer Täler ist auf die rückschreitende Erosion der Quellnischen von Schichtquellen zwischen wasserführenden Sand- oder Kalksteinen und wasserstauenden Tonsteinen zurückzuführen. Diese

Schichtquellen sind wiederum häufig an engständige Kluftscharen gebunden, welche gerichtete Grundwasserbewegungen bewirken. Die Erosion schreitet dann entlang dieser Klüfte ins Speichergestein zurück und schafft ein in Klufrichtung orientiertes Tal. Die Steilheit der Talflanken ist neben der Schichtlagerung und dem Trennflächengefüge auch von der petrologischen Beschaffenheit der Gesteine abhängig (AHNERT 1996).

Bei Großrutschungen spielen präexistente geologische Strukturen oder Grenzflächen oft eine ausschlaggebende Rolle. Von den Trennflächen bilden besonders die Schicht- und Schieferungsflächen, aber auch Großklüfte und Verwerfungen bzw. Störungszonen (Gebirgsauflockerung, Wasserführung) und sonstige geologische Grenzflächen (Verwitterungshorizonte) bevorzugte Gleitbahnen bzw. Abrißflächen.

Rutschungen werden häufig auch durch Erdbeben ausgelöst (CROZIER 1986, PRINZ 1991). Durch die Erschütterungen bei Erdbeben mit einer Magnitude ab 7,0 (MSK) werden noch 60 km vom Epizentrum entfernt Rutschungen ausgelöst (KEEFER 1984; WIDMANN 1996). Ob oder inwieweit Erdbeben bei der Entstehung fossiler Rutschungen in den deutschen Mittelgebirgen beteiligt waren, ist bisher nicht bekannt.

### 3.2.2 Grundwasserstände,      Wasserwegsamkeit,      Stauhorizonte,      Porenwasserdruck

Wasser in Form von versickernden Niederschlägen und Grundwasser ist häufig das auslösende Moment von Rutschungen und steuert deren Geschwindigkeit. Die Wirkung des Wassers kann sehr vielfältig sein. Gemischtkörniger bindiger Hangschutt kann allein durch den Lastzuwachs infolge Wassersättigung und den Strömungsdruck des Sickerwassers in Bewegung kommen. Wassersättigung in den oberen Böschungs- bzw. Hangpartien bewirkt einen Lastzuwachs, während Grundwasseranstieg am Böschungsfuß durch die Auftriebswirkung eine Verminderung der rückhaltenden Kräfte mit sich bringt (PRINZ 1991). Tone und Tonsteine mit quelfähigen Tonmineralen quellen bei Durchnässung, was eine Gefügauflockerung und Plastifizierung bewirkt (GUDEHUS et al. 1985). Mit zunehmender Wassersättigung eines Bodens wird die Konsistenz eines bindigen Bodens weicher, seine Scherfestigkeit, insbesondere die Kohäsion nimmt ab.

Durch Wassersättigung können erhöhte Porenwasserdrücke oder Kluftwasserschub bzw. Strömungsdruck auftreten, welche die Hauptnormalspannungen um ihren Betrag reduzieren und damit Instabilitäten

auslösen oder zur Überschreitung der kritischen Scherspannungen beitragen. Auf vorgegebenen potentiellen Gleitflächen kann schon ein dünner Wasserfilm die Scherfestigkeit deutlich herabsetzen (PRINZ 1991).

### 3.2.3 Petrographie und gesteinsmechanische Parameter der an Rutschungen beteiligten Gesteine

Besonders rutschungsanfällig sind gut wasserwegsame Gesteine auf toniger oder tonig-mergeliger Unterlage bzw. in Wechsellagerung miteinander. Diese Konstellation Sandstein, Kalkstein oder Basalt auf toniger Unterlage (Röttonstein, verwitterte Vulkaniklasite) tritt sehr häufig auf und stellt eine der häufigsten Ursachen für das Auftreten von Rutschungen dar.

Die Gesteinsart hat großen Einfluß auf die gesteinsmechanischen Eigenschaften. Die Scherfestigkeit ist dabei sehr stark von der Tonmineralogie abhängig und kann durch rezente Verwitterungs- und Entlastungsvorgänge weiter abgemindert werden. Schichtungs-, Schieferungs- und Kluftflächen erweisen sich besonders bei plastischen Belägen und Glimmern als bevorzugte Gleitflächen und prägen die Rutschungsanfälligkeit.

### 3.2.4 Klima und Verwitterung

Zwischen Niederschlägen und Rutschungshäufigkeit läßt sich meist ein direkter Zusammenhang ableiten, wobei auch die Exposition von Hängen sowie die Hauptwindrichtungen zu beachten sind. In vielen Fällen ist ein Zusammenhang zwischen erhöhten Niederschlagsmengen und dem Auftreten von Hangbewegungen nachzuweisen (cf.: GUIDICINI & IWASA 1977, KANY 1984, STEINGÖTTER 1984, CROZIER 1986, LACERDA & SCHILLING 1991). Der Einfluß von Niederschlagsmengen auf Rutschungen kann sich dabei erst mit einer Verzögerung von Wochen bis Monaten bemerkbar machen. Durch extreme Niederschläge oder Schneeschmelze kann der Wasserrückstau im rückwärtigen Gebirge den Kluftwasserdruck soweit erhöhen, daß er eine Rutschung oder einen Felssturz auslösen kann (KRAUTER 1990). Der Lastzuwachs des wassergesättigten Bodens oder Fels bewirkt ebenfalls eine Stabilitätsminderung.

Trockenheit kann zur Bildung von Schrumpfrissen in bindigen Schichten führen, durch die das Wasser bei plötzlichen Gewitterregen einen verbesserten Zugang zu potentiellen Gleitflächen erhält (STEINGÖTTER 1984).

Die Einflüsse des Klimas machen sich langfristig auch durch die Art und Tiefenwirkung der Verwitterung bemerkbar. Der Wechsel von Temperatur und Feuchtigkeit führt zur mechanischen Auflockerung oder Zerkleinerung bzw. Vertonung der Ausgangsgesteine wodurch die Scherfestigkeit des Gebirges herabgesetzt wird. EINSELE & GIERER (1976) beschreiben die Entstehung von Bewegungsflächen von Rutschungen im Knollenmergel SW-Deutschlands durch Verwitterungsvorgänge.

Die Wirkung des Frostes führt zu einer oberflächennahen Auflockerung von Locker- und Festgesteinen. Durch die Volumensvergrößerung beim Gefrieren des Wassers werden Klüfte aufgeweitet und vergrößert. Bei Frostrückgang ist an Felswänden besonders mit Steinschlag zu rechnen. Durch Frostverschluß kann der Austritt von Wasser behindert sein und einen Anstieg des Kluftwasserdrucks bewirken (KRAUTER 1990).

Indirekt wirkt das pleistozäne Klima auf die Stabilität von Hängen in Mitteleuropa nach. Während der Eiszeiten reichte die Gefronnis teilweise bis in über 100 m Tiefe, was eine intensive physikalische Verwitterung und Auflockerung des gefrorenen Gebirges zufolge hatte (WEISE 1967, BRINKMANN 1984). Die Wasserübersättigung beim Auftauen bindiger Schichten führte speziell auf süd- und westexponierten Hängen zu Solifluktion und Rutschungen. Geringe Änderungen des Hanggleichgewichtes können solche Rutschungen heute noch reaktivieren (KRAUTER 1990). Der Einfluß tertiärer und damit subtropischer bis tropischer Verwitterung auf das geomechanische Verhalten des Gebirges in Mitteleuropa ist bisher nicht untersucht. Teilweise ist die ingenieurgeologische Bedeutung der Verwitterung im Übergangsbereich von Fest- und Lockergestein von HEITFELD (1985) dargestellt worden.

### 3.2.5 Die Vegetation und menschliche Eingriffe

Die Vegetation wirkt sich auf die Hangstabilität durch die Beeinflussung des Wasserhaushaltes und Schutz vor Erosion aus. GREENWAY (1987) unterscheidet zwischen hydrologischen und mechanischen Mechanismen, die sich meist positiv auf die Standsicherheit von Hängen auswirken.

Die Vegetation bewirkt, daß die Niederschläge verzögert in den Boden gelangen, das Wurzelwerk reduziert die Abflußgeschwindigkeit des Oberflächenwassers und damit auch die Erosionsgeschwindigkeit. Dem Boden

wird durch die Pflanzentranspiration Wasser entzogen und durch Vergrößerung der Verdunstungsfläche gelangt weniger Niederschlag in den Untergrund. Das Abholzen eines Hanges kann sowohl den Wasserhaushalt verändern, als auch Bodenerosion auslösen und die Sonneneinstrahlung verstärken, wodurch die Stabilität eines Hanges insgesamt abgemindert werden kann.

Von Auflockerungen des Gesteins durch Wurzeldruck abgesehen sind die Pflanzenwurzeln mit einer Bewehrung vergleichbar und wirken somit stabilisierend (PRADINI ET AL. 1977). Durch die oberflächennahen Wurzeln werden die Boden- oder Felspartikel gebunden und Erosion verhindert. Während der Vegetationsperiode entziehen die Wurzeln dem Boden Wasser, unter Waldflächen findet deshalb während der Vegetationsperiode praktisch keine Grundwasserneubildung statt (HÖLTING 1996).

Der Einfluß der Vegetation ist sehr stark davon abhängig, ob es sich dabei um Gras-, Busch- oder Baumbewuchs handelt und muß von Region zu Region einzeln bewertet werden. Die mechanische und hydrologische Tiefenwirkung der Wurzeln ist z.B. je nach Pflanzenart sehr verschieden und von ihrer spezifischen Wurzelausbildung abhängig (MATTHEß & UBELL 1983). Die Ausbildung des Wurzelwerkes wird darüber hinaus auch noch von der Beschaffenheit und dem geologischen Aufbau des Untergrundes mit bestimmt (GREENWAY 1987).

In diesem Zusammenhang muß auch das Waldsterben durch atmosphärische Schadstoffe erwähnt werden. Der saure Regen führt auch schon bei geringer Schädigung des Waldes zu einer Schädigung des Wurzelwerkes, was sich unter anderem in den vermehrten Windbrüchen bei Sturmereignissen widerspiegelt. Die Schädigung des Bodens durch erhöhten Säureeintrag führt zu Verdichtungen, Stausohlen und Hydromorphierungserscheinungen. Das dadurch ausgelöste veränderte Abflußverhalten des Oberflächenwassers kann negative Auswirkungen auf die Hangstabilität haben (LÖHMANNSRÖBBEN 1992, BUNZA 1993).

Auch das Freizeitverhalten unserer Gesellschaft führt vermehrt zu Schäden der Vegetation. Durch Anlage von Skipisten kommt es in Hoch- und Mittelgebirgslagen immer häufiger zur Zerstörung der ursprünglichen Vegetation, wodurch den Niederschlägen und besonders dem Sickerwasser verbesserte Versickerungsmöglichkeiten geboten werden und da die stabilisierende Vegetationsdecke fehlt, immer häufiger murenartige Rutschungen ausgelöst werden (BUNZA 1993).

Überweidung verbunden mit Viehtritterosion führt ebenfalls zu einer weitgehenden Zerstörung der Vegetation und setzt den Hang ungeschützt Klimaeinflüssen aus.

Obwohl die stabilisierende Wirkung der Vegetation anerkanntes Faktum ist, gibt es auch Stimmen die der Vegetation eine zumindest zeitweise destabilisierende Wirkung zuweisen. So kann es durch das Pflanzenwachstum zu einem Lastzuwachs an organischer Masse kommen, der negative Wirkung auf das Hanggleichgewicht hat (PRANDINI ET AL. 1977). Eine Häufung von Rutschungen in bewaldeten Gebieten glaubt O'BYRNE (1967) nachweisen zu können.

Mit zunehmender Technisierung unserer Gesellschaft wird der anthropogene Einfluß auf unsere Landschaft immer größer. Die natürlichen Hanggleichgewichte werden z.B. durch Abholzungen oder durch Baumaßnahmen im Rahmen von Verkehrswegebau und Bau von Stauanlagen gestört. Gerade im Aufstaubereich von Stauseen kommt es durch erhöhte Auftriebwirkung oft zum Wiederbeleben fossiler oder inaktiver Rutschungen (HEITFELD 1984, BROWN ET AL. 1993). Oft reichen jedoch so banale Dinge wie ein defektes Abwasserrohr oder eine undichte Wasserleitung um eine Rutschung auszulösen. Die Bebauung von Rutschhängen oder rutschungsgefährdeten Hängen kann durch die gesteigerte Auflast ebenfalls zum auslösenden Faktor werden.

Fossile Rutschungen, die unter anderen morphologischen und klimatischen Bedingungen aufgetreten und heute nicht immer erkannt werden, können (siehe Abb.: 3.6) bei größeren Baumaßnahmen wie z.B. dem Main-Donau-Kanal reaktiviert werden (RADEKE & BAUMANN 1993, BAUMANN 1995).

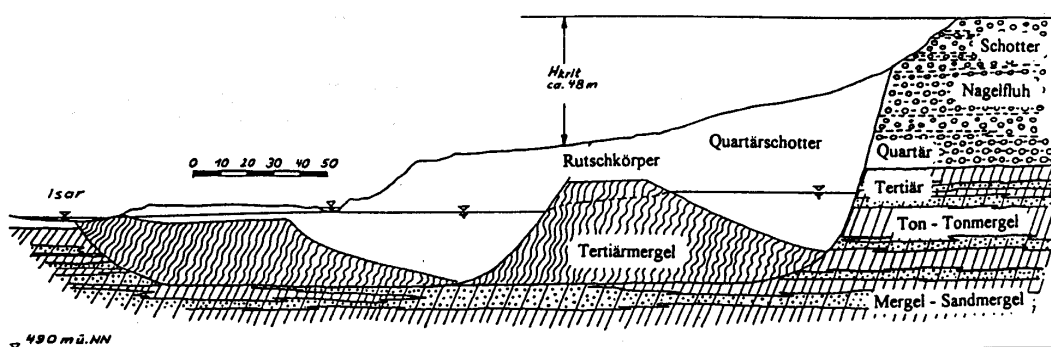


Abb. 3.6: Rutschkörper aus dem Isartal, aus Tertiärmergel mit Überlagerung durch Quartärschotter (BAUMANN 1995).



#### 4. Geographischer Überblick über das Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet befindet sich im östlichen Mittelhessen und gehört naturräumlich zur Rhön. Das Mittlere und Obere Ulstertal mit seinen angrenzenden Gebieten liegt auf den topographischen Blättern **Spahl** (TK 25: 5325), **Tann** (TK 25: 5326), **Kleinsassen** (TK 25: 5425), **Hilders** (TK 25: 5426), **Gersfeld** (TK 25: 5525) und **Bischofsheim** a.d. Rhön (TK 25: 5526). Das Arbeitsgebiet deckt sich im wesentlichen mit dem Einzugsgebiet der Ulster (Abb. 4.2).

Politisch gehört das Untersuchungsgebiet zum Landkreis Fulda im Regierungsbezirk Kassel. Der größte Teil des Gebietes gehört zu den Gemeinden Ehrenberg, Hilders und der Stadt Tann, kleine Teilgebiete zu Poppenhausen, Gersfeld und Hofbieber. Das gesamte Gebiet gehört zu dem Naturpark Rhön und beinhaltet zahlreiche Landschafts- und Naturschutzgebiete.

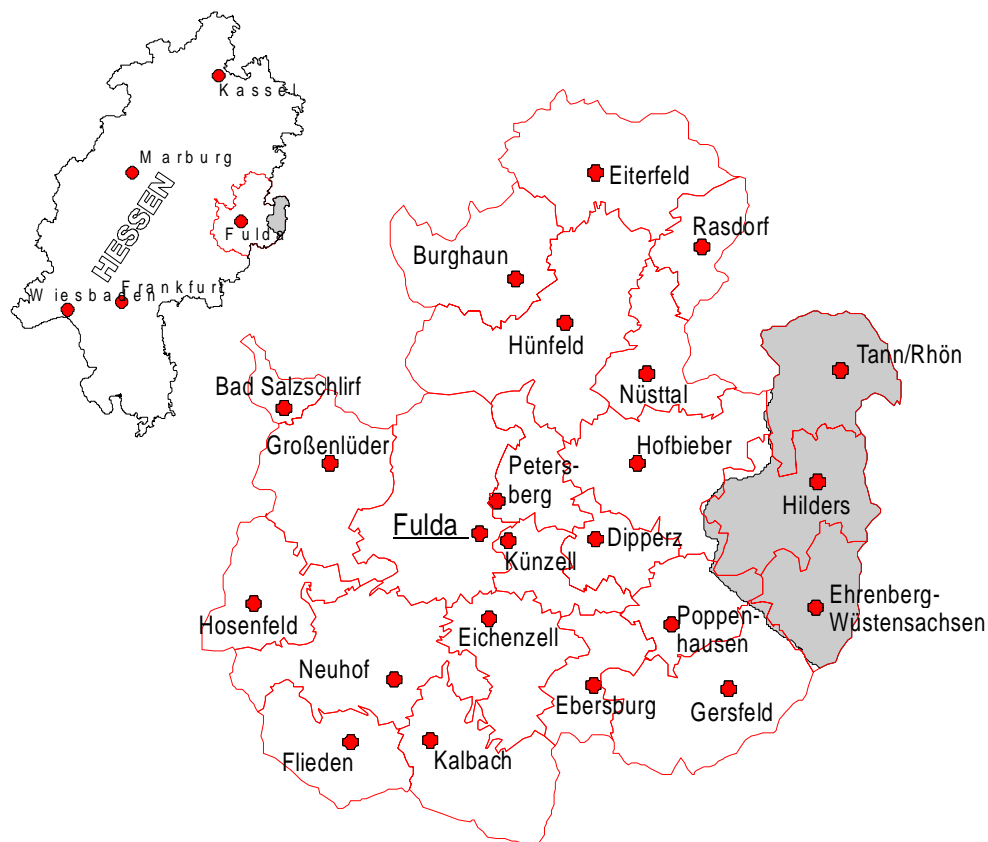


Abb. 4.1: Geographische Lage und Grenzen des Untersuchungsgebiet (grau) in Hessen und im Landkreis Fulda (Ausschnittsvergrößerung).

Das Gebiet wird von triassischen Sedimentgesteinen und tertiären Vulkaniten aufgebaut. Im Tal der Ulster und in den Tälern der Nebenbäche finden sich quartäre Ablagerungen.

Erste geologische Aufnahmen wurden von Blatt Kleinsassen (1909a), Spahl (1909b) und Hilders (1909c) durch BÜCKING und von Blatt Tann durch HAACK (1912) angefertigt. Von Blatt Kleinsassen erschien 1994 eine Neuaufnahme (EHRENBERG ET AL.), die hessischen und bayerischen Teile des Blattes Hilders wurden im Rahmen einer Kieler Dissertation von A. SCHMIDT (1992) neu aufgenommen. Von Blatt Tann liegt für den hessischen Teil im Hessischen Landesamt für Bodenforschung eine Manuskriptkarte von LAEMMLEN (1992) vor.

#### **4.1 Geographischer Überblick**

Der zentrale Teil des Arbeitsgebietes wird nach der naturräumlichen Gliederung KLAUSING's (1988) als Mittleres- und Oberes Ulstertal bezeichnet. Das Mittlere Ulstertal liegt im Bereich der Kuppenrhön, während das Obere Ulstertal schon zur Hohen Rhön gehört. Die Lage des Arbeitsgebietes und die Naturräumliche Gliederung nach KLAUSING (1988) sind in Abbildung 4.2 dargestellt.

Das Arbeitsgebiet bildet eine von basaltischen Kegeln und Kuppen geprägte Plateaulandschaft, die von Gewässern stark zerschnitten ist. Der östliche Teil der hessischen Kuppen- und der nordwestliche Teil der Hohen Rhön werden von der Ulster zur Werra hin entwässert. Die Ulster entspringt bei Wüstensachsen, zwischen dem Heidelberg und dem Ottilienstein in der Hohen Rhön. Sie durchquert in N-S Richtung das Arbeitsgebiet und weist, von 820 m ü. NN an der Quelle bis auf 340 m ü. NN bei Günthers, wo sie das Staatsgebiet von Hessen verläßt, ein Gefälle von 480 m auf. Dabei legt sie eine Strecke von ca. 30 km zurück. Alle weiteren im Untersuchungsgebiet liegenden Gewässer sind der Ulster tributär. Die wichtigsten Zuflüsse der Ulster im Arbeitsgebiet sind der Brandbach, der Scheppenbach und die Weid.

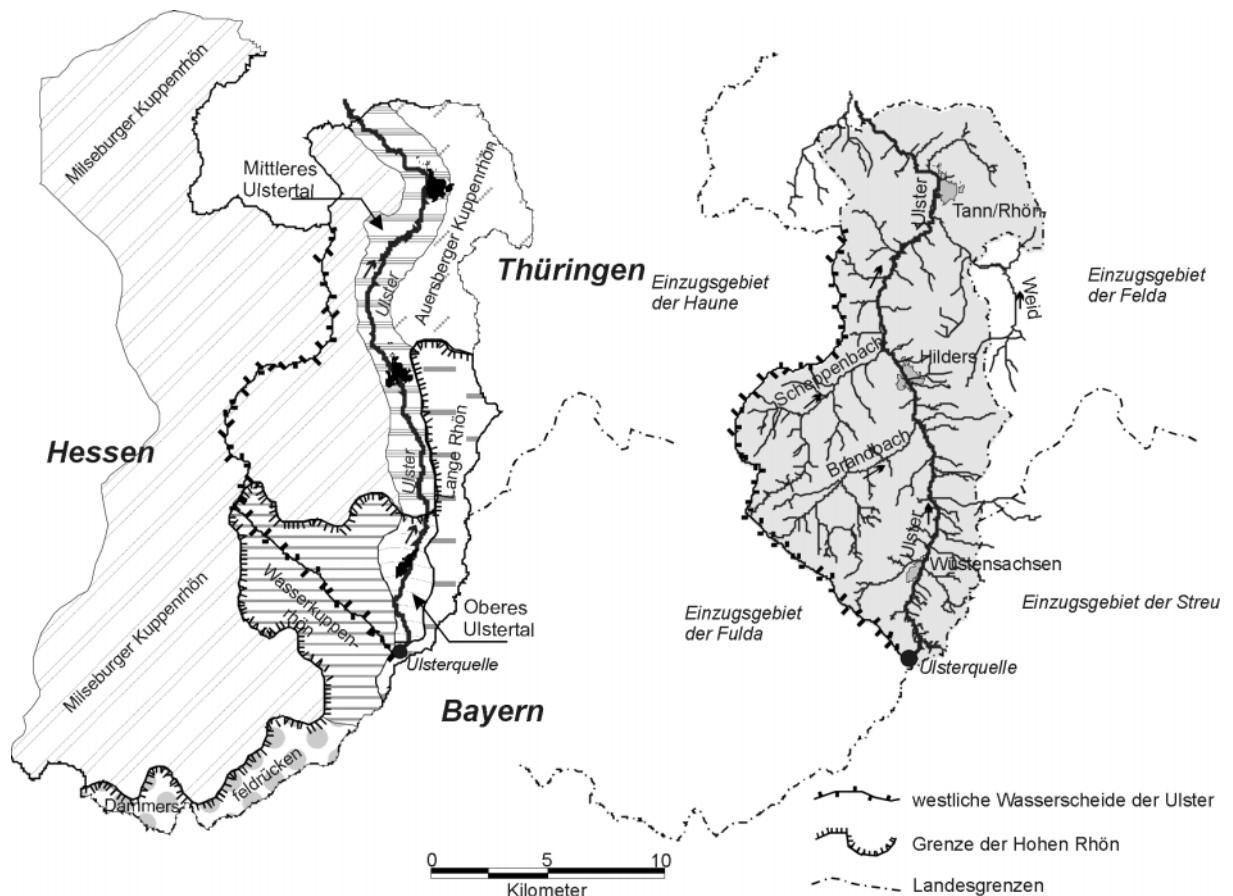


Abb.4.2: Die linke Abbildung zeigt Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes nach Klausning (1988), rechts: Einzugsgebiet der Ulster auf hessischem Gebiet, Arbeitsgebiet grau unterlegt.

Klimatisch wird das Gebiet zur deutschen Mittelgebirgsschwelle gerechnet (HENDL 1994). Das Relief in dieser Region ist ausschlaggebend für das Klima, insbesondere sind die Temperaturverhältnisse stark von den Höhenverhältnissen abhängig. Die Monate mit den größten Niederschlägen sind der Juni, Juli und August (HENDL 1994), die jährlichen Niederschlagsmengen liegen bei 1155 mm auf der Wasserkuppe (923 m ü. NN) und bei 818 mm in Hilders (440 m ü. NN). Die Rhön ist ein wasserreiches Gebiet, was sich in jährlichen Abflußmengen von 300-600 mm/m<sup>2</sup> widerspiegelt (MARCINEK & SCHMIDT 1994). Der Quellenreichtum der Region ist durch die Fähigkeit der tertiären vulkanischen Gesteine und der pleistozänen Schuttmassen aus vulkanischen Gesteinen begründet, größere Mengen Wasser zu speichern (EHRENBERG ET AL. 1994).

## 4.2 Geologischer Überblick

### 4.2.1 Paläogeographische Entwicklungsgeschichte der Rhön

Im Perm, an der Wende Rotliegend-Zechstein, beginnt die Umgestaltung dieses Sedimentationsraumes von Molassentrögen, die den Abtragungsschutt der variskischen Gebirgsbildung aufnahmen, zu einem kontinental geprägtem Ablagerungsraum. Während der Zechsteinzeit bildet sich die Hessische Senke heraus, eine sich bis in die Trias hinein ständig erweiternde Senkungsstruktur, die als Teil der Mittelmeer-Mjösen-Zone, einem komplexen Riftsystem angehört (RICHTER-BERNBURG 1977; ZIEGLER 1982). Diese im wesentlichen Nord-Süd streichende und sich nach Norden vertiefende Struktur markiert einen Wechsel in der Paläogeographie, in dem die bis dahin vorherrschenden hercynisch geprägten Strukturen von NNE-SSW verlaufenden tektonischen Strukturen überprägt werden. Im Bereich der nördlichen Rhön treten erste äolische Ablagerungen in Form von grau-weißen Sandsteinen des Weißliegenden auf, sowie fluviatil entstandene Konglomerate (EHRENBERG ET AL. 1994).

Während des Zechsteins kommt es zu einer Transgression des Meeres von Norden in das Germanische Becken, das in dieser Zeit in verschiedene Schwellen- und Senkungsbereiche gegliedert ist. In den Senkungsbereichen werden bis zu mehrere hundert Meter mächtige Steinsalze abgelagert, die sich in mehrere Zyklen unterteilen lassen (KÄDING 1978). Auf den Schwellen treten marine Ton-, Sulfat- und Karbonatgesteine auf. In den Übergangsbereichen von Schwellen und Senken kommt es zur Faziesverzahnung (TRUSHEIM 1964; LAEMMLEN, PRINZ & ROTH 1989). Das Untersuchungsgebiet liegt während dieser Zeit im Bereich eines solchen Sulfatsaumes. Ab der Staßfurth-Serie findet hier keine Ablagerungen von salinaren Sedimenten mehr statt (EHRENBERG ET AL. 1994).

Die Bröckelschiefer-Folge, bislang älteste Formation des Buntsandsteins, jetzt dem Zechstein zugeordnet, bildet den Übergang der marinen Zechsteinfazies zur terrestrischen Fazies des Buntsandsteins. Das Sedimentationsgeschehen wird geprägt durch fortdauernde Subsidenz im Senkeninnern, Erosion der randlichen Hebungsgebiete und Meeresspiegelschwankungen (ZIEGLER 1982). Die Subsidenz verlief regional unregelmäßig, so daß es zur Bildung unterschiedlicher Schwellen und Senken kommt. Der gesamte Sedimentationsraum gliedert sich in zwei Bereiche, das nördliche brackisch-marine Sammelbecken und in eine südlich angrenzende, mit Seen durchsetzte

Flußebene (WYSIK 1984) Die Küstenlinie, die sich mehrfach verschoben hat, verlief ungefähr zwischen Göttingen und Hannover (LEGGEWIE et al. 1982). Den überwiegend fluviatil geprägten südlichen Ablagerungsraum beherrschten verflochtene Flußsysteme (Braided Rivers) und Mäanderflüsse. Im Marburger Raum, in Thüringen und in der Eifel sind auch äolische Dünensedimente erhalten (MADER 1981; TIETZE 1982, WYSIK 1984). Im Bereich der Rhön war während des Unteren und Mittleren Buntsandsteines das Sedimentationsgeschehen limnisch-fluviatil geprägt (EHRENBERG ET AL. 1994). Klastische Rotsedimente in Form von Sanden und Tonen werden in dieser Zeit von weitverzweigten, mäandrierenden Flußsystemen in das Germanische Becken eingebracht (MADER 1985, KOSLOWSKI 1986). Als Liefergebiet für die Rhön werden die Böhmisches Masse, z.T. die Vindelizische Schwelle sowie das französische Zentralmassiv angesehen (SCHMITZER 1964, LAEMMLEN 1966,1967, LEGGEWIE ET AL. 1977).

Die Gesteinsfolgen des Buntsandsteins sind im großen wie im kleinen rhythmisch aufgebaut und spiegeln so das Wechselspiel von Erosion, Tektonik, Meeresspiegelschwankungen und Akkumulation wieder, daß zu ihrer Entstehung geführt hat.

Im Unteren Buntsandstein werden bei aridem bis semiaridem Klima durch weitverzweigte Flüsse fein- bis mittelkörnige Ablagerungen gebildet. Im Mittleren Buntsandstein ergibt sich durch verstärkte epirogene Bewegungen eine Belebung des Ablagerungsgeschehens. Infolge der erhöhten Reliefenergie kommt es zur Ausbildung mehrerer Ablagerungsrhythmen, die der heutigen lithostratigraphischen Gliederung als Grundlage dienen. Das Vorkommen von Trockenrissen in feinkörnigen Gesteinen dieses Ablagerungsmilieus lassen auf häufiges Trockenfallen schließen.

Der Obere Buntsandstein bildet den Übergang des terrestrischen Buntsandsteins zum marinen Muschelkalk. Zur Ablagerung kommen in dieser Zeit zumeist Tongesteine und z.T. Evaporite.

Durch die sich öffnende Oberschlesische Pforte im Osten kommt es im Unteren Muschelkalk zu einer Verbindung des Germanischen Beckens mit der Thetys. In einem relativ warmen, bewegtem Ablagerungsmilieu kamen vorwiegend Kalk-, Mergelkalk und Mergelgesteine zur Ablagerung, die Bruchschillagen und Spuren von grabenden und bohrenden Lebewesen enthalten. Im Mittleren Muschelkalk wurde die Verbindung mit der Thetys wieder unterbrochen. In dieser Zeit kam es zur Ablagerung von Ton- und Mergelsteinen. Das aride Klima führte zu einer Übersalzung des Binnenmeeres und zur Abscheidung

von Dolomit, Anhydrit und Steinsalz (EHRENBURG ET AL. 1994). Erneute epirogene Bewegungen bewirkten eine Kippung des Ablagerungsraum nach Süden. Die dadurch bedingte Öffnung der Burgundischen Pforte führte im Oberen Muschelkalk zur anfänglichen Ablagerung dicker Kalksteinbänke und danach bei zunehmender Verflachung des Beckens zur Ablagerung einer Tonstein-Kalkstein-Folge (EHRENBURG ET AL. 1994).

Im Keuper kommt es wieder zu einer Vorherrschaft terrestrischer Sedimentation, die sich in feinsandigen, tonigen Ablagerungen widerspiegelt (WURSTER 1965). Im Untersuchungsgebiet sind nur Gesteine des Unteren Keupers in Form von Lettenkohlenkeuper auf Blatt Tann vertreten (HAACK 1912).

Der Bereich der Rhön bleibt bis zum Lias Sedimentationsraum (LAEMMLEN 1967, BECKER 1989). Im Jura kommt es im Zuge der jungkimmerischen Antiklinalaufwölbung zur Heraushebung und Schubbeanspruchung der Süddeutschen Großscholle, die zu weitreichenden Verbiegungen und Zerbrechungen der Gesteinsschichten führt (GRUMBT ET AL. 1983). Die tektonischen Beanspruchungen führten zur Bildung schmaler Grabenzonen (CARLÉ 1955), den sogenannten Saxonischen Gräben. Infolge der tektonischen Zerbrechung des Deckgebirges erhält das Grundwasser Zutritt zum Zechsteinsalinar, was zu weitreichenden Auslaugungsprozessen führte (PRINZ 1970). Die sich bildende Mitteldeutsche Schwelle bleibt die ganze Kreidezeit hindurch Abtragungsgebiet.

Im warm-humiden Klima des frühen Tertiärs kam es zu einer tiefgründigen Verwitterung und Abtragung der an der Oberfläche anstehenden triassischen Gesteine (HANSEN & LAEMMLEN 1994). Nach Abtragung der liassischen bis mitteltriassischen Sedimente, kommt es im zentralen Teil der hessischen Senke zu erneuten Absenkungen, hervorgerufen durch die Bildung des Oberrheintalgrabens und seiner nördlichen Fortsätze. Die Absenkung führt im Oligozän zu einer erneuten Verbindung zwischen Nordmeer und alpinen Meer, wodurch es zur Ablagerung limnisch-fluviatiler und z.T. auch mariner Sedimente kam. In isolierten Becken bildeten sich auch Braunkohlen (BECKER 1989). Im Alttertiär entstanden im Bereich der Rhön limnisch-fluviatile Sedimente, die z.T. auch brackisch beeinflusst sind (GAHL 1964). Vom Unter- bis Mittelmiozän wurden in einigen Bereichen der Rhön vorwiegend limnische, sandig-tonige Gesteine gebildet, die mit Konglomeratlagen, fossilreichen Mergelhorizonten und geringmächtigen Braunkohleflözen durchsetzt sind.

Solche Vorkommen findet man im Untersuchungsgebiet z.B. zwischen Kaltennordheim und Theobaldshof, andere Vorkommen sind bei Bischofsheim zu finden (MARTINI ET AL. 1994, EHRENBURG ET AL. 1994).

Ab dem Oligozän kommt es zu vulkanischen Aktivitäten, die bis zum Mittelmiozän andauern. In dieser Zeit werden in der Rhön Gesteine der Alkalibasalt-Trachyt-Phonolith Assoziation gebildet (EHRENBURG & HICKETHIER 1994). Die Gesteine umfassen ein weites Spektrum von Vulkaniten und Vulkaniklasiten. Seit dem Pliozän erfährt die Süddeutschen Großscholle eine En-Block Hebung (KOWALCZYK ET AL. 1978). In der Rhön führt diese Bewegung zur Aufwölbung des Rhön-Schildes, die damit einsetzende Erosion setzt sich bis in Quartär fort (EHRENBURG ET AL. 1994).

Im Pleistozän gehört die Rhön dem periglazialen, eisfreien Raum an. Durch intensive Verwitterung und Erosion wird in dieser Zeit das heutige Relief geschaffen. Es entwickelt sich ein junges Gewässernetz, welches sich weitgehend an den tektonischen Bauplan des Gebietes hält. Sedimente dieser Zeit sind Solifluktionsschuttmassen und die äolischen Sedimente des Lösses. Eine Folge der Erosion in dieser Zeit sind umfangreiche Rutschungen besonders im Bereich der Röt-Muschekalkgrenze und der tertiären Gesteinsfolgen. Zu Beginn des Holozäns war das heutige Landschaftsbild im wesentlichen geprägt. Es kommt noch zur Ablagerung von fluviatilen Sedimenten, Auelehmen und anmoorigen Bildungen.

#### 4.2.2. Tektonik des Arbeitsgebietes

##### 4.2.2.1 Tektonischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im nördlichen Teil der *Süddeutschen Großscholle* (CARLE 1955; ILLIES ET AL. 1976) im Bereich des Hessischen Schildes (LAEMMLEN 1994). Der tiefere Untergrund wird von variszisch gefalteten kristallinen Gesteinen des Paläozoikums gebildet. Bis zum Zechstein waren SW-NE verlaufende Strukturelemente, wie der Hessische Trog, die Spessart-Rhön-Schwelle und die Hunsrück-Oberharz-Schwelle, die tektonisch prägenden Elemente des Gebietes (KOWALCZYK ET AL. 1978). Im Zechstein vollzog sich ein Wechsel des tektonischen Bauplanes hin zu NNE-SSE verlaufenden Strukturen (KOWALCZYK ET AL. 1978). Hervorgerufen wurde diese Umorientierung durch eine sich bildende Riftstruktur, die Teil eines komplexen

Riftsystems ist, der Mittelmeer-Mjösen-Zone (RICHTER-BERNBURG 1978, ZIEGLER 1982).

Die triassischen Gesteinsschichten dieses Bereichs Mitteleuropas wurden im Zuge der saxonischen Tektonik großwellig verbogen und in ein Schollenmosaik zerlegt (GRUMBT ET AL. 1983). Die Bruchvorgänge der saxonischen Tektonik haben sich an der Wende Trias/Jura (*Altkimmerische Phase*) und Jura/Kreide (*Jungkimmerische Phase*) abgespielt (STILLE 1936), ungefähr zeitgleich zur Alpenorogenese (SCHRÖDER 1976; PRINZ 1988; BECKER 1989).

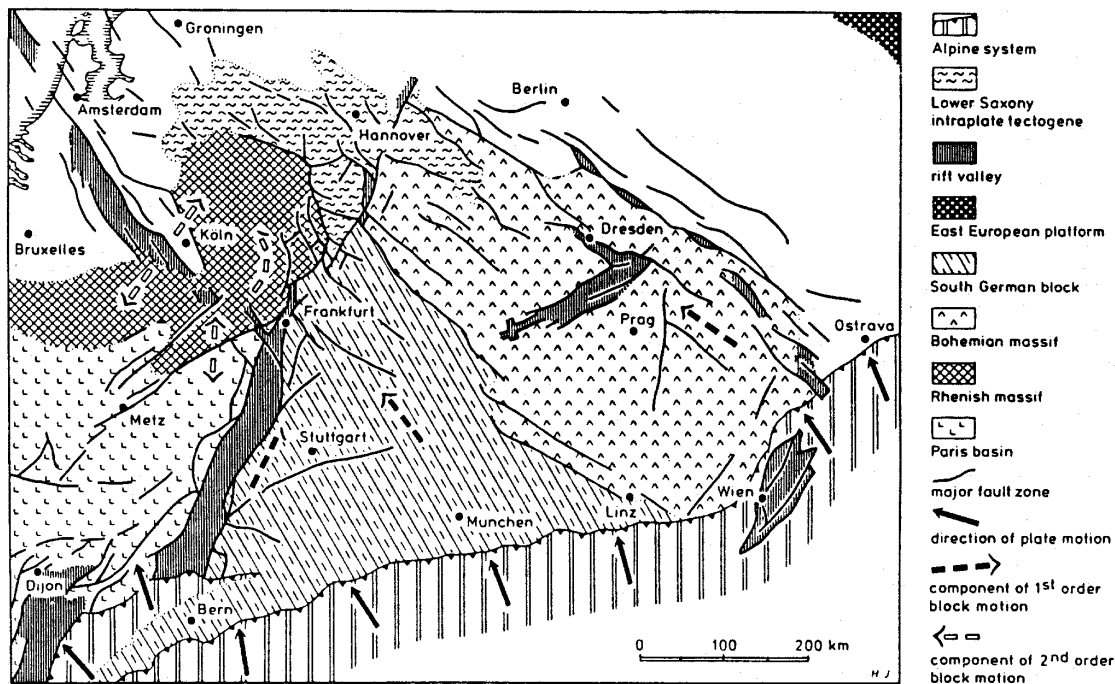


Abb. 4.3: Übersicht der Süddeutschen Großscholle, der großtektonischen Strukturen im nördlichen Alpenvorland und dem Verlauf des rezenten Stressfeldes (Illies et al. 1976)

Vor etwa 150 Mill. Jahren begann die Kollision der Afrikanischen mit der Eurasischen Platte, die zur *alpin-karpatischen* Gebirgsbildung (UNGER & SCHWARZMEIER 1987; NAUMANN & PRINZ 1988) und damit zu einer tiefreichenden Schubbeanspruchungen im nördlichen Vorland der heutigen Alpen führte, welche durch plattentektonische Driftbewegungen im Zusammenhang mit der Entstehung des Nordatlantiks noch verstärkt wurde (DENNIS 1976). Dabei entwickelte sich ein System hercynisch, eggisch und rheinisch streichender, mehr oder weniger steil stehender Bruchflächen, durch die das Gebiet in ein Mosaik unterschiedlich großer Schollen zerlegt wurde (LAEMMLEN 1975; GRUMBT ET AL. 1983). Typische großtektonische Strukturen sind die sog. *Saxonischen Gräben*, in denen Triasgesteine, des Oberen Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers, eingesenkt in das Niveau des



Mittleren oder Unteren Buntsandsteins bis heute erhalten geblieben sind (BECKER & LAEMMLEN 1988). Diese tektonischen Grabenbrüche lassen sich mit horizontalen Scherbewegungen, ausgehend vom Alpen-Orogen (ILLIES & GREINER 1976; ILLIES 1975) erklären.

An der Wende Miozän/Pliozän kommt es zur diskordanten Überlagerung der triassischen Schichten durch tertiäre Vulkanite. Zu dieser Zeit war in der Rhön schon ein ausgeprägtes Schollenmosaik mit beträchtlichen Verstellungen vorhanden (EHRENBERG ET AL. 1994). Die letzten bruchtektonischen Ereignisse fanden nach GRUMBT & LÜTZNER (1983) von der Wende Miozän/Pliozän bis in das frühe Pliozän statt und führten zur Heraushebung von Rhön-Schild und Thüringer Wald.

#### 4.2.2.2 Tektonik des Untersuchungsgebietes

Der *Hessische Schild* ist ein flach aufgewölbtes Hochgebiet, daß sich aus mehreren von Senken getrennten Teilschilden zusammensetzt. Einer dieser Teilschilde ist der *Rhön-Schild*, der im NW von der *Eiterfeld-Meiningener Mulde* und im NE von der herausgehobenen Horstscholle des *Thüringer Waldes* begrenzt wird. Im SW bildet die *Schlüchterner Senke* und im SE die *Fränkische Senke* die Begrenzung des *Rhön-Schildes* (LAEMMLEN 1994).

Das Untersuchungsgebiet selbst liegt im Bereich der *Rhön-Schwelle* einer SSW-NNE streichenden Struktur, die weitgehend identisch ist mit der Ausdehnung des Rhön-Schildes, quer dazu streichen *Nüstalschwelle* und der *Treischfeld-Schwelle* NNW-SSE (LAEMMLEN & PRINZ 1967).

Das Untersuchungsgebiet ist von einer Vielzahl von Verwerfungen unterschiedlichster Richtung, Länge und Sprunghöhe durchzogen. Die vertikalen Versatzbeträge variieren von wenigen Metern bis etwa 300 m. Die meisten Störungen erreichen Versatzbeträge zwischen 5 und 30 m, größere Sprunghöhen sind auf Grabenzonen beschränkt (ANDERLE 1994, LAEMMLEN 1994). Die Ursachen für die Entstehung des Störungsmusters sind tektonische Beanspruchungen des Tafelgebirges, die sich in Zerrungs- und Ausweitungsformen dokumentieren. Über das Ausmaß der bei solcher Beanspruchung ebenfalls auftretenden Horizontalbewegungen bzw. Verformungen (EISBACHER 1991) liegen für das Untersuchungsgebiet keine Aussagen vor. Eine detailliertere Untersuchung und Auswertung der Störungen im Untersuchungsgebiet mit Hilfe von Satellitenbildern wird im Kapitel 5 vorgenommen.

Die Entwicklung einer tektonischen Störungszone oder Verwerfung ist abhängig von der Art und Ausbildung der Gesteine. Die unmittelbare Störungszone wird im Normalfall von Kluftzonen und z.T. einer tektonischen Auflockerungszone markiert, die meist durch eine erhöhte Wasserwegsamkeit gekennzeichnet ist.

Außer den Störungen haben auch die Klüfte, insbesondere Großklüfte einen wesentlichen Einfluß auf die Standsicherheit von Hängen. In den gut gebankten Sandsteinen des Buntsandsteins und den Kalksteinen des Muschelkalks, die im Untersuchungsgebiet weit verbreitet sind, herrschen in der Regel bankrechte, also senkrecht zur Schichtung stehende Klüfte vor. Diese Klüfte dürften in vorjungkimmerischer Zeit entstanden sein (Bock 1980; MEIBURG 1982; ANDERLE 1983,1994). Sie werden überprägt von jüngeren tektonischen Kluftzonen. In den basaltischen Gesteinen der Rhön finden sich neben Lager-, und Abkühlungsklüften auch tektonisch gebildete Klüfte und Verwerfungen (ANDERLE 1994).

Weiche Tonsteine bzw. Tone, des Röt und des Tertiärs können aufgrund ihres plastischen Verhaltens Spannungen durch Verformungen weitgehend ausgleichen ohne zu zerbrechen (AHNERT 1996). Diese mechanischen Eigenschaften führen, verbunden mit fortschreitender Verwitterung und Plastifizierung, zu undeutlich geklüfteten Gebirgsbereichen (PRINZ 1994).

#### 4.2.3 Hydrogeologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet zeichnet im wesentlichen das Einzugsgebiet der Ulster auf hessischem Territorium nach, mit Ausnahme der Weid, deren Quellen in Thüringen entspringen. Im Westen bilden der Brandbach und der Scheppenbach die wichtigsten Zuflüsse der Ulster. Die beiden Bäche liegen in weiträumigen Talwannen und verweisen auf ein älteres Talsystem, das vor der jüngsten Heraushebung der Rhön im Altplozän gebildet wurde (STENGEL-RUTKOWSKI 1994). Im Westen bildet die Wasserscheide zur Haune die Grenze des Untersuchungsgebietes, im Süden die Wasserscheide zur Fulda. Im Osten liegt nur kurz hinter der hessischen Grenze die Wasserscheide zwischen Ulster und Fulda.

Im Arbeitsgebiet treten generell drei nennenswerte Grundwasserleiter auf:

- Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins
- Kalksteine des Muschelkalks
- Basalte des Tertiärs

Eingeschränkt müssen auch die quartären Ablagerungen wie alte Flußterrassen, steiniger Hangschutt, Blockströme und grobkörnige Rutschmassen zu den Grundwasserleitern gezählt werden, die zeitweise, besonders nach Niederschlägen, Grundwasser führen, das aber meist schnell wieder abfließt (STENGEL-RUTKOWSKI 1994). Diese quartären Ablagerungen sind Porengrundwasserleiter während die triassischen Sand- bzw. Kalksteine und tertiären Basalte in der Hauptsache Kluftgrundwasserleiter sind. Die offenen Klüfte der Kalksteine des Muschelkalks können durch chemische Lösung erweitert sein und damit eine größere Durchlässigkeit aufweisen.

Als Grundwasserhemmer bzw. Grundwassernichtleiter sind die Ton und Mergelsteinsfolgen des Oberen Buntsandsteins und Mittleren Muschelkalks zu nennen. Auch die Ton-Schluffstein reichen Folgen des Mittleren Buntsandsteins wirken als Grundwasserhemmer, was zur Ausbildung schwebender Grundwasserstockwerke führt. In den vulkanischen Ablagerungen des Tertiärs bilden Tufflagen Stauhorizonte.

Die meisten Quellen der Region entspringen dementsprechend in Basaltgebieten oder an der Grenze Röt-Muschelkalk bzw. kurz unterhalb im Hangschutt und haben meist den Charakter von Schichtquellen. Seltener finden sich Quellen, die eindeutig an eine tektonische Störung gebunden sind. Die chemische Beschaffenheit der in der Region auftretenden Wässer ist von STENGEL-RUTKOWSKI (1994) beschrieben. Das Grundwasser des Mittleren Buntsandsteins reagiert in der Regel sauer und ist als weich bis sehr weich zu bezeichnen. Die Quellwässer des Muschelkalks sind mittelhart bis hart und reagieren schwach bis deutlich basisch. Grundwasser aus tertiären Vulkaniten ist sehr weich bis weich und reagiert neutral bis schwach sauer. Auf Blatt Spahl und Tann wurden unterhalb des Talniveaus der Ulster Sulfatwässer mit ca. 1000 mg/l Sulfat festgestellt (STENGEL-RUTKOWSKI 1994).

### 4.3 Stratigraphie und Gesteinsbeschreibung

An dieser Stelle soll ein kurzer Überblick über die im Untersuchungsgebiet vorkommenden stratigraphischen Einheiten gegeben werden. Ausführlicher werden nur jene Gesteinseinheiten der Region behandelt, die für die ingenieurgeologische Bewertung von Rutschungen von Bedeutung sind. Eine Übersicht der im Untersuchungsgebiet vorkommenden stratigraphischen Einheiten ist in Tab.1 dargestellt.

Die ältesten zu Tage ausstreichenden Gesteine gehören zu Ablagerungen des **Mittleren Buntsandstein**. Der Mittlere Buntsandstein wird in vier Folgen untergliedert (RICHTER-BERNBURG 1974).

- Solling-Folge
- Hardeggen-Folge
- Detfurth-Folge
- Volpriehausen-Folge

Die drei älteren Folgen lassen sich jeweils in eine basale Grobschüttung und in psammitische-pelitische Wechselfolien gliedern. Der Sandanteil der Wechselfolgen nimmt von Folge zu Folge zu. In der Solling-Folge fehlt eine sandig-tonige Wechselfolge ganz. Der Mittlere Buntsandstein besitzt im Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit zwischen 195 und 240 m (HANSEN & LAEMMLEN 1994, GADIMI 1981, SCHUBERT 1980).

Die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins stellen in der Region den Hauptgrundwasserleiter dar und sind im ganzen Gebiet flächenhaft vorhanden, auch wenn sie z.T. von jüngeren Gesteinsfolgen überdeckt werden.

Die Untergliederung des **Oberen Buntsandstein** erfolgt nach LAEMMLEN (1966) und HANSEN & LAEMMLEN (1994). Er erreicht im Gebiet des oberen und mittleren Ulstertal eine Mächtigkeit zwischen 85 bis 100 m (HANSEN & LAEMMLEN 1994, ZIAYE-HAMEDANI 1986, SCHUBERT 1980) und wird in eine Untere und in eine Obere Röt-Folge unterteilt. Da die Rötgesteine von Bedeutung für das Auftreten von Rutschungen in der Region sind, wird im nächsten Kapitel genauer darauf eingegangen.

Gesteine des **Muschelkalk** sind im Untersuchungsgebiet vor allem im Schutz von Basaltdecken vor der Erosion bewahrt worden. Da die Schichtenfolge auch eine Vielzahl von Rutschungen enthält, wird sie nachfolgend ebenfalls detailliert behandelt.

Quartär	Pleistozän-Holozän	Auenlehme, braun-grau; Ton, schluffig; Feinsand, schluffig, z.T. kiesig-steinig; Ablagerungen in Talsohlen, Lehm, graubraun bis dunkelgrau; Abschwemmungen, Lehm dunkelbraun, humos; Quellmoor, Torf, braun, schluffig, tonig, Lehm, braun, stark humos; Künstliche Aufschüttungen, Gesteinsschutt, Müll, Bauschutt, Abraum					
		Rutschmassen aus tertiären Sedimenten, vulkanischen Ablagerungen und Gesteinen des Oberen Buntsandstein und Muschelkalk					
Tertiär	Alt- - Jung-tertiär	Unter- bis Mittel Miozän		Trachybasalte, Alkaliolivinbasalte, Trachyte, Olivinbasalte, Nephelinphonolite, Basanite, Olivin-Nephelite; fluviatile vulkanische Sedimente überwiegend aus trachytischen Komponenten; Agglutinate, Ignimbrite, Gesteinslawinen, Schuttströme Örtlich Ablagerungen von Sedimenten tonig, mergelig, z.T. fossilführend, örtlich Braunkohle führend			
		Ober Oligozän		Trachyte, Trachyandesite, Phonotephrite, Basanite, Tephrite, Alkaliolivinbasalte, Trachybasalte; lagenweise Faltuffe, örtlich Schlotfüllungen; Alakalibasaltische Fallagerungen (Aschen- und Lapillituffe); örtlich mit Schuttströmen			
Trias	Keuper	Unterer Keuper	Unterer Lettenkeuper (ku)		Ton-, Mergel-, Schluffstein, grau, grüngrau, gelbbraun, dünnplattig; Dolomitstein, grau bis braun und grau bis gelb, in dünnen Lagen; nur örtlich unvollständig aufgeschlossen		
		Oberer Muschelkalk	Ceratitenschichten (moC)		Kalkstein, graublau, plattig und dickbankig im Wechsel mit Tonstein und Mergelstein, grau, fossilführend ca. 50 m		
	Trochitenkalk (moT)		Kalkstein, graublau, z.T. gelbgrau, dickbankig, hart, z.T. grobkristallin, löcherig, fossilreich, 6-7 m				
	Muschelkalk	Mittlerer Muschelkalk		Mergel- und Tonstein, gelbgrau, grau; Mergelkalkstein, grau bis gelbbraun; Zellenkalk und Dolomitstein, gelbgrau, plattig bis bankig, Mächtigkeit 40-45 m			
		Unterer Muschelkalk	80-95 m		orbicularis-Schichten (muOr)		Kalkstein, gelblichgrau, ebenschichtig, plattig bis blätterig, mergelig, mürb, meist fossilführend; Mergelstein, gelbgrau; ca. 3m mächtig
			Schaumkalkzone (muS)		Kalkstein, hellgrau bis bräunlichgrau, z.T. bankig und schaumig, z.T. fossilreich und oolithisch, z.T. ebenschichtig und plattig, ca 7 m		
			Oberer Wellenkalk (muW3)		Kalkstein, blaugrau bis gelbgrau, plattig bis dünnplattig, ebenschichtig bis flachwellig, Mergelstein in dünnen Zwischenlagen gelbgrau, 10-14 m		
			Terebratelzone (muT)		Kalkstein, graublau bis dunkelgrau, bankig, kristallin, schaumig, oolithisch, fossilreich; Kalkstein, blaugrau bis gelbgrau, 6-8 m		
			Mittlerer Wellenkalk (muW2)		Kalkstein, grau, z.T. auch ockergelb, wellig und plattig, mergelig; Mergelstein, gelbgrau in Zwischenlagen, 16-24 m		
			Oolithzone (muOo)		Kalkstein, blaugrau bis bräunlichgrau, plattig zerfallend, oolithisch; Kalkstein, grau bis gelbgrau, dünnplattig, flaserig wellig, 5-7m		
	Unterer Wellenkalk (muW1)		Kalkstein und Mergelstein, grau bis blaugrau , z.T. ockergelb, dünnplattig, wellig-wollstig; Mergelstein, gelbgrau in dünnen Zwischenlagen, ca. 30 m				
	Buntsandstein	Oberer Buntsandstein	Obere Röt-Folge (soRöo) 38-40 m		Untester Teil Feinsandstein, braunrot mit Quarzit- und Sandsteinbänken, graugrün und weiß, feinkörnig, z.T. Tonstein, braunrot (5-7m); Oberer Teil Ton-/Schluffstein violettrot, rotbraun, grau, grün, dünnplattig bis blätterig zerfallend (ca. 30 m)		
			Untere Röt-Folge (soRöu) 60-63 m		Sandstein, rotbraun, feinkörnig, Ton- und Schluffstein, braunrot bis graugrün, örtlich mit Sulfateinlagerungen; darüber Ton-/Schluffstein, braunrot, polyedrisch zerfallend mit grünen Reduktionsflecken		
		Mittlerer Buntsandstein	Solling-Folge (smS) 10-16 m		Sandstein, bräunlichgelb, z.T. auch violettgrau, bankig, mittel-grobkörnig, lagenweise Geröllagen. Oberer Teil ca. 4m mächtiger Chirotherien-Sandstein, weißgrau-grauviolett, plattig-dünnbankig, mit Ton-/Schluffsteinlagen, violettrot bis garugrün		
			Hardeggen-Folge (smH) 30-37 m		Die ersten 8-10 m Sandstein, blaßrot, gelblich, rötlichgrau, bankig, grob-mittelkörnig, absandend; darüber dünnbankiger Sandstein, hellrotbraun bis violett, fein-mittelkörnig, mit Schluff und Tonsteinlagen, rotbraun (22-27m)		
			Detfurth-Folge (smD) 50-60 m		Ablagerung beginnt mit Sandstein, rotbraun-braun, fleckig, bankig-dickbankig, mittel bis grobkörnig, ca. 20 m; darüber Wechselfolge von rotbraunen Sandsteinen und Schluff-/Tonsteinlagen, rotbraun, ca. 40 m		
			Volpriehausen-Folge (smV) ca.85 m		Basaler Sandstein, ca. 25 m, rötlich violettstichig, bankig, grob- bis mittelkörnig, schwach geröllführend Sandstein, hellrot, rot oft weiß gestreift, meist feinkörnig, z.T. mittel- bis grobkörnig, in Wechsellagerung mit Ton-Schluffsteinen, rotbraun (ca. 60 m)		

Tab. 4.1: Im Arbeitsgebiet vorkommende Gesteinseinheiten (grau unterlegt. Gesteinseinheiten die von Rutschungen betroffen sind), in Anlehnung an HANSEN & LAEMMLEN (1994)

**Keupergesteine** kommen nach HAACK (1912) und MOAYEDPOUR (1977) nur auf Blatt Tann in Form von ca. 30 m mächtigem Lettenkohlenkeuper des Unteren Lettenkeupersandsteins vor.

Im **Tertiär** (Miozän) entstanden im Bereich der Rhön örtlich begrenzte limnisch-fluviatile Ablagerungen (GAHL 1964), wie sie im Untersuchungsgebiet bei Theobaldshof zu finden sind (MARTINI ET AL. 1994, HAACK 1912).

Ab dem Oberoligozän bis in das obere Untermiozän wurde das bestehende Relief von vulkanischen Ablagerungen (in der Regel Basalte, Tuffe) überdeckt, die im Bereich der Wasserkuppenrhön bis zu 300 m Mächtigkeit erreichen (EHRENBERG & HICKETHIER 1994a, 1994b). An der Grenze Basalt zu unterlagernden tonigen Gesteinen (Tuffen oder Röttonsteinen) treten ebenfalls zahlreiche Rutschungen auf.

Ablagerungen des **Quartär** sind im Untersuchungsgebiet in Form von Verwitterungs- und Umlagerungsprodukten weit verbreitet, trotz relativ geringer Mächtigkeiten überdecken sie doch den größten Teil der anstehenden Gesteine. Im Pleistozän kam es zur Ablagerung von Löß, der heute in Form von Lößlehm vorliegt. In den Talsohlen bildete sich während des Holozäns Auelehm und auf den Hochflächen kam es z.T. zur Bildung von Mooren.

#### 4.3.1 Röt-Folge (Oberer Buntsandstein, so)

Die Gesamtfolge besteht überwiegend aus rotbraunen, untergeordnet aus graugrünen, festen Ton- und Schluffsteinen mit feinsandigen Zwischenlagen. Der tiefere Teil der Folge beinhaltet auch Lagen von festen Feinsandsteinen. Für die Untersuchung und Bewertung der Rutschungen sind besonders die höheren Teile der Röt-Folge maßgebend.

##### Untere Rötfolge, soRöu

Sie wird unterteilt in Plattensandsteinschichten (soRöu,st) und Braunrote Tonsteinschichten (soRöu,t). Sie besitzt eine Gesamtmächtigkeit von 60-63 m (SCHUBERT 1980, HANSEN & LAEMMLEN 1994)

### Plattensandsteinschichten (soRöu,st)

Die Plattensandsteinschichten setzten sich nach LAEMMLEN (1966) und HANSEN & LAEMMLEN (1994) aus dem *Grauen Basiston*, der *Rotbunten Wechselfolge* und dem *Plattensandstein* zusammen. Die Mächtigkeit beträgt zwischen 40 und 45 m (Schubert 1980) im Hangbereich und dürfte in untertägigen Profilen aufgrund fehlender Sulfatauslaugung 60-65 m betragen (HANSEN & LAEMMLEN 1994).

Der am Tagesausstrich, als Folge von Sulfatauslaugung, nur etwa 2,5-3 m mächtige *Graue Basiston* leitet den Oberen Buntsandstein ein, sind die Sulfateinlagerungen noch vorhanden, erreicht der Graue Basiston z.B. auf Blatt 5225 Geisa, eine Mächtigkeit von bis zu 21 m (LAEMMLEN 1975). Die Schichten bestehen aus typisch grau bis graugrünen, schluffigen Tonsteinen, die dünnplattig bis blättrig zerfallen. Häufig finden sich Steinsalzkrystallmarken als Zeugnisse der ehemaligen Sulfateinlagerungen.

Unterfranken SCHUSTER 1933–1936	Raum Bad Hersfeld– Eiterfeld LAEMMLEN 1966	Bl. 5225 Geisa Osthessen LAEMMLEN 1975	Westthüringen KÄSTNER & SEIDEL 1965	Thüringen DOCKTER, PUFF, SEI- DEL & KOZUR 1980	Südniedersachsen HINZE 1967
Oberer Röt o. Stufe d. Röt-Tone	Myophorienschichten	Myophorien- schichten	Ob. Röt Myophorienschichten	Myophor-F. Strohgelbe Kalke Myophorientone Myophorienplatten	Röt 4d
	Obere Röt-Tone	Bunte Ton- stein- schich- ten Oberer Teil	Obere Bunte Folge	Obere Bunte Schichten mit Knollengips- horizonten	Röt 4c
	Röt-Quarzit	Quarzitschichten Unterer Teil	Obere Rote Folge	Obere Rote Schichten	Röt 4a+b
			Doppelquarzit	Pelitröt Fränkischer Chirotheriensandstein	
Unterer Röt o. Stufe des Plattensandst.	Untere Röt-Tone	Braunroter Tonstein- Horizont	Braun- rote Ton- stein- sch. Obere Hälfte	Untere Rote Folge	Röt 3b
	Grenzquarzit	Quarzit Platten- sandstein- Horizont	Untere Hälfte	Untere Rote Schichten	Röt 3a
	Plattensandstein	Rotbunte Wechselfolge	Platten- sand- stein- schich- ten Plattensandstein i.e.S. Rotbunte Wechself.	Untere Bunte Folge	Röt 2
	Chirotherienschiefer	Grauer Basiston	Grauer Basiston	Salinaröt Deckanhydrit Oberes Steinsalz Zwischenanhydrit Unteres Steinsalz Basisanhydrit	Röt 1
			Fossilfreie Gipse		Röt 1a–c

Abb. 4.4.: Stratigraphischer Vergleich verschiedener lithologischer Gliederungen des Röt (HANSEN & LAEMMLEN 1994)

Die *Rotbunte Wechselfolge* erreicht eine Mächtigkeit von 6-8 m und besteht aus violettroten, rotbraunen und grünlichgrauen, glimmerreichen Ton- und Schluffsteinen, z.T. sind geringmächtige hellgraue Feinsandsteinlagen zwischengeschaltet. Weit verbreitet sind Steinsalzkrystallmarken und Gipsresidualbildungen.

Der *Plattensandstein* wird von einer Wechselfolge von hellrotbraunen bis violettbraunen, glimmerschichtigen Feinsandsteinen und rotbraunen bröckelig zerfallenden Ton-Schluffsteinen aufgebaut. Der 25-30 m mächtige Plattensandstein macht sich im Gelände häufig als Versteilung bemerkbar und wird durch eine gering mächtige blaßviolett gefärbte, quarzitisches Sandsteinlage abgeschlossen, die im Gelände meist eine Verebnungsfläche bildet.

#### Braunrote Tonsteinschichten (soRöu,t)

Die etwa 18 m mächtigen Braunroten Tonsteinschichten setzen sich aus auffallend hellroten und graugrün gefleckten Tonsteinen zusammen, die charakteristisch polyedrisch-bröckelig zerfallen. Die Braunroten Tonsteinschichten zeigen farblich eine gewisse Zweiteilung, während im unteren Teil violettrote bis braunrote Tonsteine überwiegen, ist der obere Teil von hellbraunroten Tonsteinen dominiert, die nur vereinzelt von graugrünen Zwischenlagen unterbrochen werden.

#### Obere Rötfolge (soRöö)

Die Obere Rötfolge erreicht eine Mächtigkeit von 38-40 m und ist überwiegend tonig ausgebildet. Sie wird unterteilt in *Quarzitschichten* (soRöö,q) und *Bunte Tonsteinschichten* (soRöö,t).

#### *Quarzitschichten* (soRöö,q)

Die Obere Rötfolge wird von den Quarzitschichten eingeleitet. Neben graugrünen bis weißgrauen, feinkörnigen, quarzitisches Sandsteinen sind vor allem rotviolette bis rotbraune, z.T. feinsandige Ton-/Schluffsteine am Aufbau der Quarzitschichten beteiligt. Sie besitzen eine Mächtigkeit vom 5-7 m. Im Gelände bilden sie meist einen ausgeprägten Geländeanstieg. Die Basis und das Top der Quarzitschichten wird von den quarzitisches Sandsteinbänken gebildet die jeweils nur wenige Dezimeter mächtig sind.

Über den wasserstauenden Tonsteinen der Braunroten Tonsteinschichten treten an der Basis der Quarzitschichten vielfach Schichtquellen auf die z.T. für die Wasserversorgung von Einzelgehöften und kleinen Ortschaften genutzt werden. Auf den unteren Teil der überlagernden Bunten Tonsteinschichten haben die Quarzitschichten eine entwässernde Wirkung.

#### *Bunte Tonsteinschichten* (soRöö,t)

Am Aufbau der ca. 30 m mächtigen Bunten Tonsteinschichten sind vorwiegend Ton/Schluffsteine beteiligt, die dünnplattig bis blätterig zerfallen. Die Farbskala



der Gesteine reicht von Dunkelrot und Braunrot über Grau und Blaugrün bis zum weitverbreiteten Violetrot. Ganz oben finden sich auch gelblichweiße bis gelbgraue Mergelsteine.

Den Abschluß der Bunten Tonsteinschichten bilden die Myophorienschichten. Diese 3-4 m mächtigen Ablagerungen bestehen im Arbeitsgebiet aus hell bis dunkelgrauen Ton- und Mergelsteinen. Durch die deutliche Graufärbung heben sich die Myophorienschichten deutlich von dem unteren Teil der Bunten Tonsteinschichten ab.

Der obere Teil der Bunten Tonsteinschichten ist oft stark durchfeuchtet, was auf die Überlagerung mit gut wasserdurchlässigen Gesteinen des Muschelkalks zurückzuführen ist und wesentlich zu den Hangbewegungen an der Röt/Muschelkalkgrenze beiträgt. Besonders deutlich wird die Durchnässung des Oberen Teils des Röts z.B. am Nordhang und Westhang des Ehrenberges und im Bereich Schwarzwald-Kniebrecher.

#### 4.3.2 Muschelkalk

Die Gesteine des Muschelkalkes werden in *Unteren*, *Mittleren* und *Oberen Muschelkalk* gegliedert. Im Gelände bildet der Muschelkalk über der Verebnung der tonsteinreichen Rötfolge eine deutliche Geländestufe. Auch die Dreiteilung des Muschelkalkes tritt morphologisch recht gut in Erscheinung.

Im Arbeitsgebiet haben die Gesteine des Muschelkalks eine Gesamtmächtigkeit von ca. 180 m, die nach LAEMMLEN (1975) ursprünglich d.h. vor der Sulfatauslaugung im Bereich des Mittleren Muschelkalkes 200 m betragen haben dürfte.

Die Abfolgen des Unteren Muschelkalks sind im südlichen Teil des Arbeitsgebietes nur unvollständig erhalten. Gesteine des Mittleren und Oberen Muschelkalkes finden sich im Untersuchungsgebiet nur auf Blatt Tann.

Der Kontakt des Muschelkalk zum liegenden Röt ist seit langem für seine Rutschungsanfälligkeit bekannt. Aber auch im Kontaktbereich der Ceratitenschichten zu überlagernden Vulkaniten treten auf Blatt Tann Rutschungen auf.

##### Unterer Muschelkalk (mu)

Der Untere Muschelkalk besitzt im Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit von 80-95 m und wird vorwiegend von hell- bis blaugrauen, flaserig welligen und

wulstig knauerigen Kalk- und Mergelsteinen aufgebaut. Er wird in Thüringen, Nord- und Osthessen wie folgt gegliedert:

- Hangendes: Mittlerer Muschelkalk (mm)
  - orbicularis*-Schichten (muOR)
  - Schaumkalkzone (muS)
  - Oberer Wellenkalk (muW3)
  - Terebratelzone (muT)
  - Mittlerer Wellenkalk (muW2)
  - Oolithzone (muOo)
  - Unterer Wellenkalk (muW1)
- Liegendes: Obere Röt-Folge (soRöo)

#### *Unterer Wellenkalk (muW1)*

Der Untere Wellenkalk erreicht eine Mächtigkeit von 30 m und ist damit das mächtigste Schichtglied des Unteren Muschelkalks. Er beginnt mit einer auffallend gelbgefärbten dolomitischen Kalksteinbank, dem *Grenzgelbkalk*. Diese von bräunlichgelben bis eigelben, harten dolomitischen Kalksteinen gebildete, 0,3-0,8 m mächtige Bank ermöglicht eine sichere Grenzziehung zum liegenden Röt. Darüber folgt der eigentliche Wellenkalk, der aus blaugrau gefärbten Kalk- und Mergelsteinen mit auffällig welliger, flaseriger, feinknollig bis wulstiger Struktur besteht. Im verwitterten Zustand verfärben sich die Gesteine zum Teil gelblich-braun. Über den wasserstauenden Tonsteinen des Röt finden sich an der Untergrenze des Unteren Wellenkalkes oft ausgeprägte Quellhorizonte.

#### *Oolithzone (muOo)*

Die zwischen 5 m und 7 m mächtige Oolithzone tritt als Geländestufe morphologisch deutlich in Erscheinung, sie besteht aus zwei blaugrauen, harten fossilführenden Kalksteinbänken, in denen sich häufig Ooide finden, die durch bröckelig zerfallende Kalksteine getrennt werden, die schwachwelligen, grauen bis gelblichen Kalksteinbänken entstammen.

#### *Mittlerer Wellenkalk (muW2)*

Der Mittlere Wellenkalk besitzt im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit zwischen 16-24 m (SCHUBERT 1980, LAEMMLEN & HANSEN 1994). Lithologisch ähneln die Gesteine denen des Unteren Wellenkalkes. Allerdings sind die wulstigen-knauerigen Lagen, die typisch für den Unteren Wellenkalk sind, hier in den grauen bis gelblichgrauen, mergeligen Kalksteinen seltener zu finden.

*Terebratelzone (muT)*

Die Terebratelzone zeichnet sich im Gelände morphologisch als Geländestufe deutlich ab und bildet einen markanten Leithorizont. Sie ist 6-8 m mächtig und baut sich aus zwei harten, fossilführenden Kalksteinbänken auf, die durch reichen Fossilinhalt gekennzeichnet sind. Getrennt werden die beiden Kalksteinbänke durch bröckelig zerfallenden, mergeligen Flaserkalksteinen, die eine blaugraue Farbe besitzen.

*Oberer Wellenkalk (muW3)*

Diese 10-14 m mächtige Abfolge von grauen, ebenschichtigen bis flachwelligen Kalk- und Mergelsteinen unterscheiden sich von Unterem und Mittleren Wellenkalk besonders durch das fast völlige Zurücktreten von flaserigen-knolligen Strukturen.

*Schaumkalkzone (muS)*

Die 7 m mächtige Schaumkalkzone bauen harte, hellgraue bis bräunlichgraue Kalksteine auf. Zwischen die Kalksteinbänke sind immer wieder bröckelig zerfallende Kalksteinlagen eingeschaltet, Namensgebend für die Zone sind Kalksteinlagen mit durch Auslaugung von Ooiden entstandenen kleinen, runden Löchern (HANSEN & LAEMMLEN 1994), die dem Gestein ein schaumiges Aussehen verleihen. Im Gelände ist sie meist morphologisch als Geländestufe ausgebildet.

*orbicularis-Schichten (muOr)*

Den Abschluß des Unteren Muschelkalkes bilden die 3 m mächtigen *orbicularis*-Schichten. Es handelt sich um eine Abfolge von hellgrauen, dünnplattigen, mergeligen Kalksteinlagen, die lagenweise *Myophoria orbicularis* führen (BÜCKING 1909 a,b,c).

Mittlerer Muschelkalk (mm)

Gesteine des Mittleren Muschelkalks treten nur im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes auf. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 40-45 m. Die ursprüngliche Mächtigkeit vor Auslaugung von Halit und Anhydriteinlagerungen dürfte nach HANSEN & LAEMMLEN (1994) etwa 60 m betragen haben.

Am Aufbau der Schichtenfolge sind vorwiegend gelbgraue Mergel- und Tonsteine, grünlichgraue bis gelblichbraune Mergelkalksteine und vereinzelte Lagen aus dolomitischen Kalksteinen beteiligt. Charakteristisch sind gelbgraue, dolomitische Zellenkalksteine, die Rückstände von Gips- und Anhydrit-Einlagerungen darstellen.

Die Ablagerungen des Mittleren Muschelkalks lassen eine Dreigliederung erkennen (BACKHAUS 1969). HANSEN & LAEMMLEN (1994) gliedern die Schichtenfolgen wie folgt:

Obere Mergel-Dolomitschichten

Gips-Tonstein-Schichten

Untere Mergel-Dolomitschichten

Untere Mergeldolomitschichten

Die Gesteine des Mittleren Muschelkalks beginnen mit einer Abfolge von Mergel- und Dolomitsteinen, die bald in die Unteren Zellenkalke, zellig-kavernösen Dolomitgesteinen mit gelblich bis gelbgrauen Farben übergehen. Daneben finden sich auch graue dolomitsche Kalksteine.

Gips-Tonstein-Schichten

Die Gips-Tonstein-Schichten bestehen aus einem bunten Wechsel von festen und weichen Tonsteinen, dolomitischen Mergelsteinen und tonig-kalkigen Dolomitsteinen. Die vorherrschenden Gesteinsfarben sind gelb bis grünlichgrau. Die Schichten haben meist einen wasserstauenden Charakter.

Obere Mergel-Dolomitschichten

Diese Gesteinsabfolge wird von gelbgrauen bis grauen dolomitischen Gesteinen aufgebaut, die mit gelblichen Mergel- und Tonsteinen abwechseln. Charakteristisch ist der ca. 2,5 m mächtige obere Zellenkalk, der aus massigen, z.T. kavernösen, tonig-kalkigen Dolomitsteinen besteht. Eine 2-3 m mächtige Wechselfolge aus Mergel- und dolomitischen Kalksteinen bildet den Abschluß der Oberen Mergel-Dolomitschichten. In ihr finden sich dunkelgrau, opake Hornsteine.

#### Oberer Muschelkalk (mo)

Ablagerungen des 56-58 m mächtigen Oberen Muschelkalk (HANSEN & LAEMMLEN 1994) sind im Untersuchungsgebiet nur im Norden auf Blatt Tann aufgeschlossen. Der Obere Muschelkalk wird von bankigen Kalken und Kalkstein-Tonstein-Wechselfolgen aufgebaut. Er wird in den nur geringmächtigen *Trochitenkalk* und die *Ceratitenschichten* unterteilt. Morphologisch machen sich die Trochitenkalke in einer Geländeversteilung über den Ablagerungen des Mittleren Muschelkalks bemerkbar, bevor das Gelände im Bereich der *Ceratitenschichten* wieder verflacht.

#### *Trochitenkalk (moT)*

Der Trochitenkalk ist 6-7m mächtig. HANSEN & LAEMMLEN (1994) unterscheiden zwischen den ca. 1,3 m mächtigen *Gelben Basisschichten*, einer Abfolgen von grauen bis blaugrauen Mergelsteinen, und den eigentlichen *Trochitenschichten*. Die Trochitenschichten bestehen vorwiegend aus blaugrauen, bankigen, sehr harten Kalksteinen.

#### *Ceratitenschichten (moC)*

Auf Blatt 5225 Geisa besitzen die Ceratitenschichten eine Mächtigkeit von etwa 50 m (LAEMMLEN 1975). Im Arbeitsgebiet sind sie nach HAACK (1912) nur in Teilbereichen komplett erhalten. Meist werden die teilweise abgetragenen Schichten von tertiären Vulkaniten überdeckt.

Über der Geländestufe der Trochitenkalke bilden die Ceratitenschichten stets eine wellige Verebnungsfläche. Im Bereich der Rhön liegen die Ceratitenschichten in Form der Tonplattenfazies vor (HANSEN & LAEMMLEN 1994), einer Wechselfolge von Kalk-, Mergel- und Tonsteinen. Im tieferen Teil überwiegen graue bis blaugraue Kalksteine mit gering mächtigen pelitischen Zwischenlagen, im oberen Teil nimmt die Zahl und Mächtigkeit der pelitischen Lagen zu, während die Kalksteine immer mehr abnehmen und schließlich nur noch in Form von Kalkknollen vorliegen. Im Kontaktbereich zu überlagernden tertiären Vulkaniten treten im Untersuchungsgebiet Rutschungen auf.

#### 4.3.3 Tertiäre Vulkanite

Tertiäre Vulkanite und deren Verwitterungs- bzw. Umlagerungsprodukte sind besonders am Übergang von Ulstertal zur Hohen Rhön, bzw. in der Auersberger Kuppenrhön landschaftsprägend. Die vulkanische Abfolge zeigt eine außerordentliche Vielfalt an effusiven und intrusiven Vulkaniten sowie an pyroklastischen und epiklastischen Vulkaniklasiten (EHRENBERG ET AL. 1992, EHRENBERG & HICKETHIER 1994 a,b).

Die vulkanischen Ablagerungen bedecken einen Untergrund von triassischen und untergeordnet tertiären Sedimentgesteinen, die schon vor Beginn der vulkanischen Tätigkeit z.T. abgetragen und durch eine intensive tektonische Beanspruchung in ein Bruchschollenmosaik zerlegt waren. Die tektonischen Vorgänge hielten auch noch während der vulkanischen Tätigkeit an, so daß die vulkanischen Förder- und Umlagerungsprodukte ebenfalls von der tektonischen Gebirgszerbrechung, betroffen sind.

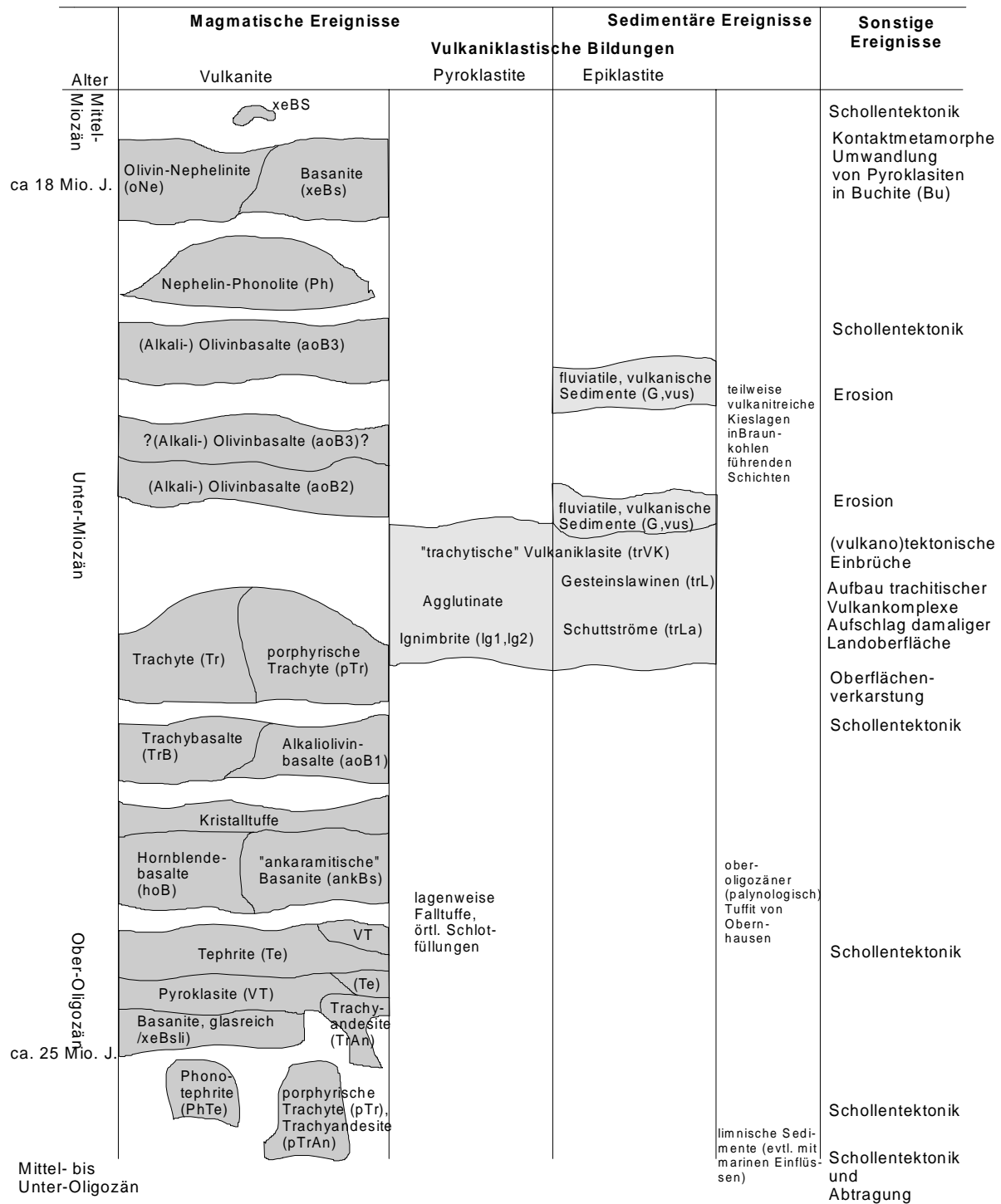


Abb. 4.5: Tertiäre vulkanische Abfolge in der Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön (vereinfacht nach EHRENBURG & HICKETHIER 1994 a)

Die Grundzüge der zeitlichen und genetischen Entwicklung der vulkanischen Abfolge sind in Abb. 4.5 dargestellt. Auf eine detaillierte petrographische und petrologische Beschreibung der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Vulkanite wird in dieser Arbeit verzichtet und auf die Arbeiten von EHRENBURG ET AL. 1992, EHRENBURG & HICKETHIER 1994 a,b verwiesen.

Bedeutung für das Auftreten von Rutschungen und deren ingenieurgeologische Bewertung haben folgende Faktoren:

- Die Ablagerung der tertiären Vulkanite erfolgte auf ein schon bestehendes Relief.
- Vor und während der Ablagerung von Vulkaniten kam es auch zur Entstehung und Ablagerung von vulkaniklastischen Bildungen, wie Agglutinaten, Ignimbriten und Falltuffen.
- Während der ca. 11-14 Millionen Jahre anhaltenden vulkanischen Tätigkeit gab es phasenweise intensive Erosions- und Umlagerungstätigkeit, die in Gesteinslawinen und Schuttströmen dokumentiert ist (Ehrenberg et al. 1992).
- Den Abschluß der vulkanischen Tätigkeit in der Rhön bildeten meist Olivinnephelinite und Basanite, welche die vulkaniklastischen Bildungen heute überlagern.

Besonders die Überlagerung der vulkaniklastischen oder tuffitischen Ablagerungen von massigen Basalten birgt ein erhöhtes Rutschungsrisiko, daß wegen der Unkenntnis des von vulkanischen Ablagerungen überdeckten tertiären Reliefs und der durch die vulkanischen Tätigkeit bedingten Unregelmäßigkeiten und Wechsellagerungen von schwer verwitterbaren Basalten und leicht verwitterbaren Pyroklastiten und Epiklastiten häufig schwer zu erkennen ist

#### 4.3.4 Tertiäre Sedimente

Tertiäre Sedimente sind im Arbeitsgebiet nur bei Wüstensachsen und östlich von Tann bekannt (MOAYEDPOUR, 1977, MARTINI ET AL. 1994). Ihre Ablagerung erfolgte fortlaufend oder zeitgleich mit der vulkanischen Tätigkeit in der Rhön, so daß sie häufig in enger Verbindung mit Tuffen auftreten. Da die Schichtenfolgen meist Braunkohlelagen enthalten wurden sie früher bergbaulich genutzt, neben kohligen Lagen ist das Auftreten von tonigen bis mergelig/kalkigen Schichten typisch.

Typisch für die jungtertiären Sedimente der Rhön ist auch ihre Rutschungsanfälligkeit, die schon von HAACK (1912) beschrieben wurde.

#### 4.3.5 Quartäre Ablagerungen

Quartäre Ablagerungen, meist in Form von Solifluktsdecken, überdecken die triassischen und tertiären Gesteine. Von den 180 km<sup>2</sup> des Untersuchungsgebietes sind ca. 92 km<sup>2</sup> von quartären Ablagerungen wie Solifluktsdecken, Blockmeeren, Talfüllungen, Auenlehmen und Hangschutt bedeckt. Im Pleistozän gehörte die Rhön dem periglazialen Klimabereich an, HANSEN & LAEMMLEN (1994) stellen die Entstehung der Rutschmassen in diese Zeit. Die in der Rhön vorkommenden Rutschungen hätten demnach ein Alter zwischen 1,8 Millionen und 10 000 Jahren.

#### Solifluktionsschuttdecken des Pleistozän

Der hauptsächlich durch tertiäre chemische Verwitterung und quartäre Frostverwitterung entstandene Gesteinsschutt findet sich heute in Form von Fließerden und Hangschutt fast im ganzen Untersuchungsgebiet. Intensive Frosteinwirkung und zeitweiliges oberflächennahes Auftauen des Bodens führten im Pleistozän zu mehr oder weniger mächtigen Gesteinsschuttansammlungen, überwiegend im unteren Hangbereich. Die Bewegung der Schuttmassen im durchnäßten Zustand über dem tiefgefrorenen und nur oberflächlich aufgetautem Untergrund stellt den wichtigsten Transportfaktor in periglazialen Gebieten dar und wird als Bodenfließen oder Solifluktion bezeichnet (BRINKMANN 1984). Um diese gravitativ bedingten Gleitvorgänge auszulösen, sind schon 1°-3° Neigung der Unterlage ausreichend (HINZE ET AL. 1984). WEISE (1983) unterscheidet zwischen periodischer Solifluktion in polaren und subpolaren Breiten, die bei alljährlich gleichbleibendem Tiefgang auf Hängen mit 6°-25° Neigung auftritt und Solifluktion auf flachen Hängen (2°-6° Hangneigung) in besonders warmen Sommern mit tief reichender Auftauzone. Örtlich sind die Solifluktionsmassen von Lößablagerungen überdeckt bzw. mit diesen vermengt.

#### Fließerden und Hangschutt

Solifluktionsschutt ist im Kartiergebiet weit verbreitet und in Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern anzutreffen. An seinem Aufbau beteiligen sich Gesteine der in unmittelbarer Nähe bzw. im Hangenden anstehenden Gesteinsabfolgen, also hauptsächlich Basalt, Kalkstein,



Sandstein- und Tonsteinbrocken, seine Matrix besteht häufig aus Lößlehm bzw. schluffig-tonigen Verwitterungsprodukten.

SEMMELE (1964) teilt den Solifluktionsschutt in drei Horizonte. Den untersten Horizont, der weitgehend lößfreie und schwach geschichtete *Basisschutt*, besteht aus Material des unmittelbar darunter liegenden Gesteins. Der darüber folgende meist schichtungslose *Mittelschutt*, enthält meist schon Lößmaterial. Den obersten Horizont bildet der zum Teil stark lößlehmhaltige *Deckschutt*. BECKER ET AL. (1989) betrachten den Solifluktionsschutt nach bodenmechanischen und ingenieurgeologischen Kriterien, wobei als Arbeitshilfe eine Unterteilung nach den Ausgangsgesteinen bzw. der davon abhängigen Kornverteilung vorgeschlagen wird.

Von Bedeutung für die vorliegende Arbeit waren im Untersuchungsgebiet besonders die Schuttmassen aus Tertiärgesteinen, die zum überwiegenden Teil aus Trachyt- bzw. Trachyandesitgesteinen und Basalten bestehen. Von den Vulkanitkörpern ausgehend, erstrecken sich die Schuttmassen oft bis an den Rand der Täler. Mit zunehmender Entfernung vom Ursprungsort nimmt die Größe der am Aufbau beteiligten Komponenten ab und es sind Gesteinsfragmente von triassischem Sand- oder Tonsteinen bzw. von Mergel- oder Kalksteinen mit eingearbeitet.

Die Mächtigkeit der ausgedehnten Schuttdecken beträgt im Mittel zwischen 1 bis 4 m. Am Fuß vom Basaltablagerungen kann die Mächtigkeit der Ablagerungen in Form von Schuttmassen erheblich größer (>40 m) sein. Die Schuttdecken bestehen hier aus Basaltbruchstücken aller Größe, die Matrix wird von braunem Verwitterungslehm gebildet. Der Anteil und die Größe der Basaltbruchstücke nimmt mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet ab.

#### Blockmeere; Blockströme

Blockmeere sind flächig vorkommende Ansammlungen von Felsblöcken von bis zu 1 m<sup>3</sup> Größe an Hängen, an denen aus heutiger Sicht keine plötzlichen Fallbewegungen stattgefunden haben können (WEISE 1983). Man unterscheidet offene, halbverdeckte und verdeckte Blockmeere. Bei den offenen Blockmeeren ist das Feinmaterial zwischen den Blöcken ausgeblasen bzw. ausgespült, so daß sie eine Felslandschaft ohne Vegetation entsteht. In verdeckten Blockmeeren ist der Feinanteil aus Verwitterungslehm noch vorhanden und die Felsblöcke sind von Vegetation mehr oder weniger verhüllt.

Ihre Entstehung führen HANSEN & LAEMMLEN (1994) auf die Frostverwitterung während der Eiszeiten zurück. In der Rhön bestehen die Blockmeere ausschließlich aus Basaltgesteinen. Die Verwitterung fand in situ statt, so daß sich die Gesteinsmassen vieler Blockmeere nach dieser Meinung noch am Ort ihrer Entstehung und späteren Verwitterung befinden. ROTHER (1965) und AHNERT (1996) führen die Entstehung von Blockmeeren in deutschen Mittelgebirgen auf chemische Tiefenverwitterung in Phasen mit tropischem Klima während des Tertiärs zurück. Als Hinweis für die Entstehung unter tropischer Verwitterung werden kantengerundete bis runde Blöcke angesehen (WEISE 1983), die im krassen Gegensatz zu den eckigen, scharfkantigen Blöcken stehen, die man aus Regionen der heutigen Subarktis kennt (PHILIPPSON 1931; HÖVERMANN 1949). An Blockmeeren im Harz und im Schwarzwald konnte diese These durch das Auffinden von tertiären Verwitterungshorizonten, den sogenannten Rötungshorizonten, untermauert werden. Einen Teil der mitteleuropäischen Blockmeere und Blockströme deutet ROTHER (1965) als Reste ausgespülter periglazialer Fließerden.

Wird der Untergrund der Blockmeere von plastischen, fließfähigen verwitterten Tuffen oder Röttonsteinen gebildet, kann es schon bei Neigungen ab 2° zu periglazialen-solifluktionsartigen Bewegungen kommen (LAEMMLEN & HANSEN 1994). Viele im Untersuchungsgebiet vorkommende Blockmeere sind so wahrscheinlich während pleistozäner Kaltzeiten talwärts bewegt worden.

## **5. Auswertung von Luft- und Satellitenbildern**

Seit Anfang der 70er Jahre hat sich die Fernerkundung zu einem anerkannten Arbeitsmittel für viele Aufgabenstellungen der angewandten Geologie entwickelt. Mit Hilfe von im Hessischen Landesamt für Bodenforschung (HLfB) vorhandenen Luftbildern wurde deshalb das Untersuchungsgebiet flächendeckend auf Verdachtsflächen untersucht. Demselben Zweck dienten Luftbildkarten im Maßstab 1:5 000. Die Abgrenzung großer Rutschungsareale bzw. großer Einzelrutschungen ist mit Hilfe von Luftbildern besser möglich als im Gelände.

Die Auswertung von Satellitenbildmaterial in Form einer Lineationskartierung diene der Aufklärung von Zusammenhängen zwischen erkennbaren Störungszonen und dem Auftreten von Rutschungen.

Der Vielfalt der heute möglichen Aufnahme- und Auswerteverfahren für Luft- und Satellitenbilder, steht jedoch häufig die Tatsache gegenüber, daß sich der Bearbeiter meist mit vorhandenem z.T. nicht optimalen Bildmaterial begnügen muß.

### **5.1 Luftbildauswertung**

Luftbilder ermöglichen durch den erhöhten Beobachtungsabstand ein leichteres Erkennen und Abgrenzen von Rutschungen und Rutschungsarealen, als es bei der Geländearbeit möglich ist. Besonders bei dem Auffinden und Untersuchen von alten, vor mehreren tausend Jahren aufgetretenen Rutschungen, deren Oberfläche durch Erosion schon weitgehend ausgeglichen ist, hat sich die Verwendung von Luftbildern bewährt. Durch die Zerstörung des ursprünglichen Schichtverbandes beim Rutschvorgang kommt es zu Veränderung der Wasserführung im Bereich der Rutschmassen, die sich in Form unterschiedlicher Grautöne in Boden und Bewuchs bemerkbar macht. Durch stereographische Betrachtungsweise der Luftbilder werden außerdem morphologische Kennzeichen von Rutschungen, wie Abrißkanten, Verebnungsflächen, Rutschungsfuß usw. durch die Überhöhung des Reliefs im Stereomodell besser wahrgenommen. Steilabbrüche und Schichtstufen einer Landschaft zeigen verstärkte Höhenunterschiede. Je nach verwendetem Bildmaterial beträgt der Reliefüberhöhungsfaktor ca. das 2 bis 3,5 fache (KRONBERG 1984).

### 5.1.1 Verwendetes Luftbildmaterial

Für die Arbeit konnte Luftbildmaterial des HLfB in Wiesbaden eingesehen werden. Bei den stereographischen Luftbildern im Maßstab ca. 1:13 000 handelte es sich um Bilder von Vermessungsflügen aus den Jahren 1973 und 1995.

Für Blatt Kleinsassen und Hilders war flächendeckend Bildmaterial einer Befliegung vom Mai 1973 vorhanden. Bildmaterial vom April 1995 stand für den auf den Blättern Spahl und Tann/Rhön gelegenen Teil des Untersuchungsgebietes zur Verfügung. Ein Nachteil dieses Bildmaterials war der relativ späte Aufnahmezeitpunkt im Mai bzw. Ende April, da die, besonders in Waldgebieten, schon fortgeschrittene Vegetation keinen Bodendurchblick mehr erlaubte. Für die Region Tann standen außerdem einzelne Luftbilder vom Hessenflug 1985 im Maßstab 1: 25 000 zur Verfügung.

Ergänzend zu diesem Bildmaterial wurden Luftbildkarten im Maßstab 1:5 000 verwendet, die auf einer Befliegung vom 1.4.1990 basieren. Für den Teil des Arbeitsgebietes, der auf den Blättern 5525 Gersfeld; 5526 Bischofsheim a.d. Rhön; 5425 Kleinsassen und 5426 Hilders liegt, standen Luftbildkarten mit stereophotogrammetrischer Höhenauswertung bzw. topographische Karten im Maßstab 1: 5 000 zur Verfügung. Der auf den topographischen Blättern 5325 Spahl und 5326 Tann gelegene Teil wurde nur im südlichen Teil von Luftbildkarten abgedeckt, jedoch ohne stereophotogrammetrischer Höhenauswertung.

### 5.1.2 Methodik und Auswertung

Die vorhandenen Luftbilder wurden bei stereographischer Betrachtungsweise systematisch auf unruhige Hangformen, auffällige Unterschiede im Bewuchs, Steilkanten oder Schichtstufen, Rutschungszungen usw. untersucht und die Ergebnisse in eine Karte eingezeichnet. Bei deutlich zu erkennenden Rutschungen, wurde eine erste Abgrenzung der Rutschung durchgeführt. Hierbei waren besonders die Luftbildkarten sehr hilfreich, da sich der Verlauf von vielen land- und forstwirtschaftlichen Wegen seit 1973 verändert hat und eine Orientierung allein mit den Luftbildern sehr erschwerte.

Schon bei dem ersten Vergleich der so gewonnenen Daten mit Ergebnissen von Rutschungskartierungen ohne Auswertung von Luftbildern (z.B. SCHUBERT 1980, GALLWITZ 1982, ZIAYE-HAMEDANI 1986) zeigten sich deutliche Unterschiede. Viele morphologische Elemente, die im Luftbild deutlich einer

einzigsten Großrutschung zugeordnet werden konnten, waren ohne Luftbildauswertung in verschiedene Einzelschlitten unterteilt worden. Die von Schlitten betroffenen Hangpartien wurden so fälschlicherweise verkleinert. In vielen Fällen schon erkannter Schlitten ergab die Untersuchung mit Luftbildern größere betroffene Flächen bzw. faßte mehrere früher als Einzelschlitten bezeichnete Schlittenmassen zu einer einzigen großen Schlitten zusammen. So wurden z.B. aus 5 Einzelschlitten rund um das Füchsküppel, die von GALLWITZ (1980) durch Geländebegehungen auskartiert waren, durch Luftbildauswertung zwei große Schlittenflächen (Abb. 5.1). Neue, bisher nicht bekannte Schlittenareale wurden nicht entdeckt, was für die Qualität der vorhandenen geologischen Kartierungen spricht.

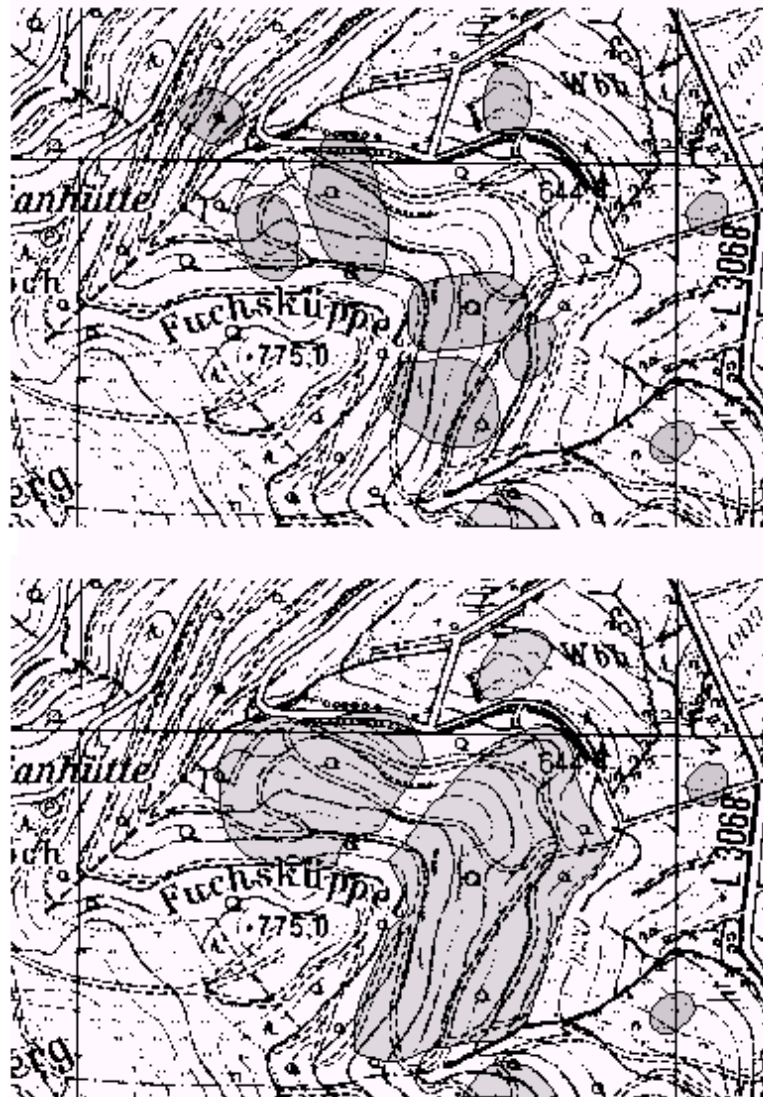


Abb. 5.1: Schlittenkartierung um das Füchsküppel; oben nur durch Geländebegehung und unten mit Hilfe von Luftbildauswertung

Ein weiteres zu beobachtendes Phänomen war, daß bei einigen Rutschungen die Rutschmassen selbst deutlich zu erkennen waren, es jedoch nur schwache Hinweise auf den Verlauf der Abrißkante gab. Auch auf den Luftbildkarten waren nur auf relativ flach verlaufende Abrißkanten erkennbar. Ein Beispiel dafür ist die Rutschung Eiskaute im NE von Thaiden. Bei den anschließenden Geländebegehungen fand sich hier nur eine schwach ausgeprägte, flache Abrißkante und bestätigte so die Ergebnisse der Luftbildauswertung. Andererseits konnten auch Rutschungen beobachtet werden, bei denen der Abriß deutlich zu erkennen war, während die Rutschmassen nur noch undeutlich auszumachen waren. Die Ursachen für das unterschiedliche Erscheinungsbild kann also nicht in der Altersstellung allein liegen, sondern es müssen dafür noch andere Ursachen herangezogen werden, wie die Gesteinsfestigkeit in der Abrißzone bzw. die petrologische Zusammensetzung der Rutschmassen.

Die im Luftbild erkennbaren Rutschungen hatten eine Größe von 50 m<sup>2</sup> bis 1 km<sup>2</sup>. Die Ergebnisse der Luftbildauswertungen dienten als Grundlage für die Geländearbeiten. Die Auswertung der im Gelände kartierten Rutschungen wurde wiederum durch Korrelation mit den Luftbilder und Luftbildkarten abschließend optimiert. Wobei besonders die Luftbildkarten im Maßstab 1:5 000 gute Dienste leisteten, auf deren Grundlage auch die Geländeprofile gezeichnet wurden. Aufgrund der räumlichen Anordnung der Rutschmassen ergaben sich auch erste Anhaltspunkte für deren Altersstellung und Hinweise auf die Entstehungsgeschichte.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Auswertung des Luftbildmaterials einen guten Überblick über die Ausdehnung und z.T. auch über den strukturellen Aufbau der einzelnen Rutschungen ermöglichte. In den meist bewaldeten, schlecht zugänglichen Rutschungsarealen, wie sie im Bereich des Mittleren und Oberen Ulstertales typisch sind, ist eine Orientierung im Gelände oft nicht einfach und ein umfassender Überblick über Rutschmassen mit einer Fläche bis zu 1 km<sup>2</sup> nicht möglich. Ein Abgrenzen und genaues Auskartieren größerer Rutschungsgebiete ist unter diesen Umständen nur mit Hilfe von Luftbildmaterial möglich und bringt darüber hinaus eine große Zeitersparnis. Besonders beim Auskartieren von mehreren tausend Jahren alten Rutschungen sollte auf die Auswertung von Luftbildern nicht verzichtet werden.

Aufgrund der Auswertung der Luftbilder wurden einige Lokaltäten für eine genauere Untersuchung zur Beurteilung der Hangstabilität in der Region ausgewählt. Dies waren die Hänge rund um den Ehrenberg, die Region um das

Fuchsküppel, die Eiskaute, der Habelsberg und die Hänge östlich und nordöstlich von Tann.

## **5.2 Satellitenbildauswertung**

Satellitenbildauswertung wird heute nicht nur in ariden und semiariden Klimazonen eingesetzt, wo die geringe Vegetation einen guten Einblick in den geologischen Untergrund ermöglicht, sondern auch in Mitteleuropa mit seinem gemäßigt humiden Klima, der dichten Vegetation und den starken anthropogenen Eingriffen in Vegetation, Geländeoberfläche und Gewässernetz (STEINGÖTTER 1986). In vielen Fällen besteht ein Zusammenhang zwischen in Satellitenbildern festgestellten Lineationen und dem Auftreten von Störungszonen (KRONBERG 1988,1995). Diese Lineationen in Fest- und Lockergesteinen machen sich meist durch Farbtonänderungen, Geländeformen oder Unterschiede in der Vegetation bemerkbar. Interpretiert werden diese Lineationen als steilstehende Schwächezonen mit erhöhter hydraulischer Wegsamkeit. Rutschhänge werden häufig von solchen Lineationen begrenzt, tangiert oder gehen von ihnen aus (KRAUTER ET AL., 1990).

### **5.2.1 Verwendetes Satellitenbildmaterial**

Für die Auswertung stand ein Satellitenbild des russischen KFA 1000 Systems vom 6. August 1986 zur Verfügung, daß im Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden eingesehen werden konnte. Bei diesem Bildtyp handelt es sich um panchromatische Color-Diapositive im Format 30 x 30 cm. Der Bildausschnitt hat einen Maßstab von ca. 1:270 000 und deckt eine Fläche von ca. 80 x 80 km ab. Die Auflösung der Bilder beträgt maximal 5-10 m. Die mittlere Flughöhe des Satelliten beträgt 270 km, die mittlere Umlaufzeit 90 Minuten. Der Vorteil dieses Bildtypes liegt in seiner hohen Bildauflösung, was sich besonders bei der Betrachtung von linienhaften Bildelementen, wie Straßen und Gewässern, im Vergleich mit Systemen wie LANDSAT-TM und SPOT vorteilhaft auswirkt (cf. SIEBERT & STRATHMANN 1990).

Vom SE-Quadranten des Originals wurde auf Diapositivfilm eine Ausschnittsvergrößerung im Maßstab 1:200 000 angefertigt. Die hohe Auflösung des Bildmaterials erlaubte es von diesem Ausschnitt weitere Vergrößerungen auf Fotopapier im Maßstab 1:100 000 bzw. 1:50 000

vorzunehmen. Ein Arbeiten mit dem Bildmaterial in Originalgröße erschien bei der gegebenen Fragestellung nicht sinnvoll. Das Bild im Maßstab von 1:100 000 zeigt das gesamte Untersuchungsgebiet und sein näheres Umfeld, so daß überregional durchhaltende Lineationen erfaßt werden konnten. Das Bild im Maßstab von 1:50 000 stellte bei den vorhandenen technischen Möglichkeiten die maximal erreichbare Vergrößerung dar. Um das Arbeitsgebiet in diesem Maßstab abdecken zu können, mußten zwei sich überlappende Bilder angefertigt werden, trotz Informationsverlust durch den Vergrößerungsprozeß, zeigten diese Satellitenbilder noch genügend Einzelheiten um größere Rutschungen, wie z.B. die Rutschung Reulbach, zu erkennen.

### 5.2.2 Methodik und Auswertung

Um das Arbeitsgebiet als Zentrum wurde eine Lineationskartierung tektonischer Strukturen im hessisch-thüringischen Raum durchgeführt. Ziel war, diese Ergebnisse mit der Tektonik vorhandener geologischer Karten zu vergleichen und eventuelle Zusammenhänge mit dem Auftreten von Rutschungen herauszuarbeiten.

Bei der Auswertung werden überwiegend steilstehende Störungs- und Kluftzonen erfaßt. Im Satellitenbild lassen sich so lokale bis überregionale Bruchstrukturen erkennen (KRONBERG 1977). Die Bilder unterschiedlichen Maßstabs wurden getrennt ausgewertet, ohne einen Vergleich mit vorhandenen topographischen und geologischen Karten vorzunehmen. Dies war Voraussetzung für eine möglichst objektive Auswertung. Um Überinterpretationen zu vermeiden wurden nur solche Fotolineationen eingezeichnet, die mehr oder weniger eindeutig zu erkennen sind,.

Nachdem die Lineationen der einzelnen Bilder getrennt ausgewertet worden waren, wurden die Lineationen digitalisiert, so daß es problemlos möglich war, die Ergebnisse trotz unterschiedlichem Ausgangsmaßstab direkt miteinander zu vergleichen. Durch den Vergleich dieser Lineationen mit einer topographischen Karte desselben Maßstabes, wurde sichergestellt, daß nicht irrtümlich Straßen oder Eisenbahnstrecken, die offensichtlich keinen tektonischen Lineationen folgen, in die Kartierung aufgenommen wurden.

Zur Beurteilung der Ergebnisse war es erforderlich, Vergleiche mit Kartierungsergebnissen aktueller geologischer Karten durchzuführen. Zu diesem Zweck wurden alle wichtigen geographischen und geologischen Informationen, z.B. die bekannten Störungen, von existierenden Karten digitalisiert. Da alle



diese Daten ebenso wie die digitalisierten Satellitenbildlineationen georeferenziert sind, daß heißt einem Geokoordinatensystem (hier: Gauss-Krüger; Zone 3) zugeordnet sind, können sie mit Hilfe von Geographischen Informations Systemen (GIS) beliebig kombiniert, dargestellt und verglichen werden. Für diese Aufgabe wurde die GIS und Desktopkartierungs Software MapInfo verwendet, die eine punktgenaue Überlagerung und Darstellung der in verschiedenen Ebenen (Layern) dargestellten geographischen und geologischen Informationen erlaubte. Die so gewonnenen thematischen Karten konnten in jedem beliebigen Maßstab ausgedruckt werden. Zum Digitalisieren wurde ebenfalls MapInfo verwendet.

Bei der Auswertung im Maßstab 1:100 000 wurden besonders auffällige und deutliche Lineationen in NNW-SSE Richtung festgestellt, die in dieser Form bisher in keiner geologischen Karte auftauchen. Auffällig an den Lineationen war, daß sie sich aus 3 bis 7 km langen, in gleicher Richtung verlaufenden Lineationen zusammensetzten, die staffelartig versetzt sind. Bei diesen Lineationen könnte es sich um en échelon Muster handeln, wie sie in Scherverschiebungssystemen auftreten (MICHAEL 1997, PRINZ & MICHAEL 1998). Das Untersuchungsgebiet wird von drei solcher zusammengesetzten Lineationen durchquert (Abb. 5.2). Die südlichste verläuft ungefähr von SSE über den Ottilienstein und den NE-Rand von Wasserkuppe und Abtsröderkuppe. Die Mittlere streicht ungefähr entlang einer Linie Melperts Rasen-Berg - Hilders - Boxberg. Der Lauf der Ulster scheint von Melperts bis Hilders von dieser Lineation vorgegeben. Die nördlichste Lineation quert das Untersuchungsgebiet ungefähr entlang einer Linie Birkenberg-Kleffelshecke. Für ingenieurgeologische Fragestellungen könnte die Auswertung solcher Lineationen zunehmend an Bedeutung gewinnen. MICHAEL (1997) und PRINZ & MICHAEL (1998) zeigen Wege auf, wie aus dem Übertrittsinn derart versetzter Bruchformen Rückschlüsse auf Auflockerungszonen im Gebirge und damit auf die Standfestigkeit von Hängen möglich sind.

Weniger häufig aber genau so gut zu erkennen waren einige NNE-SSW streichende Lineationen. An einer dieser Lineationen, ca. 4 km NW-lich von Hilders wechselt die Ulster ihren Lauf und folgt dieser Richtung bis nördlich der Stadt Tann, wo sie wieder in der alten Richtung weiter fließt.

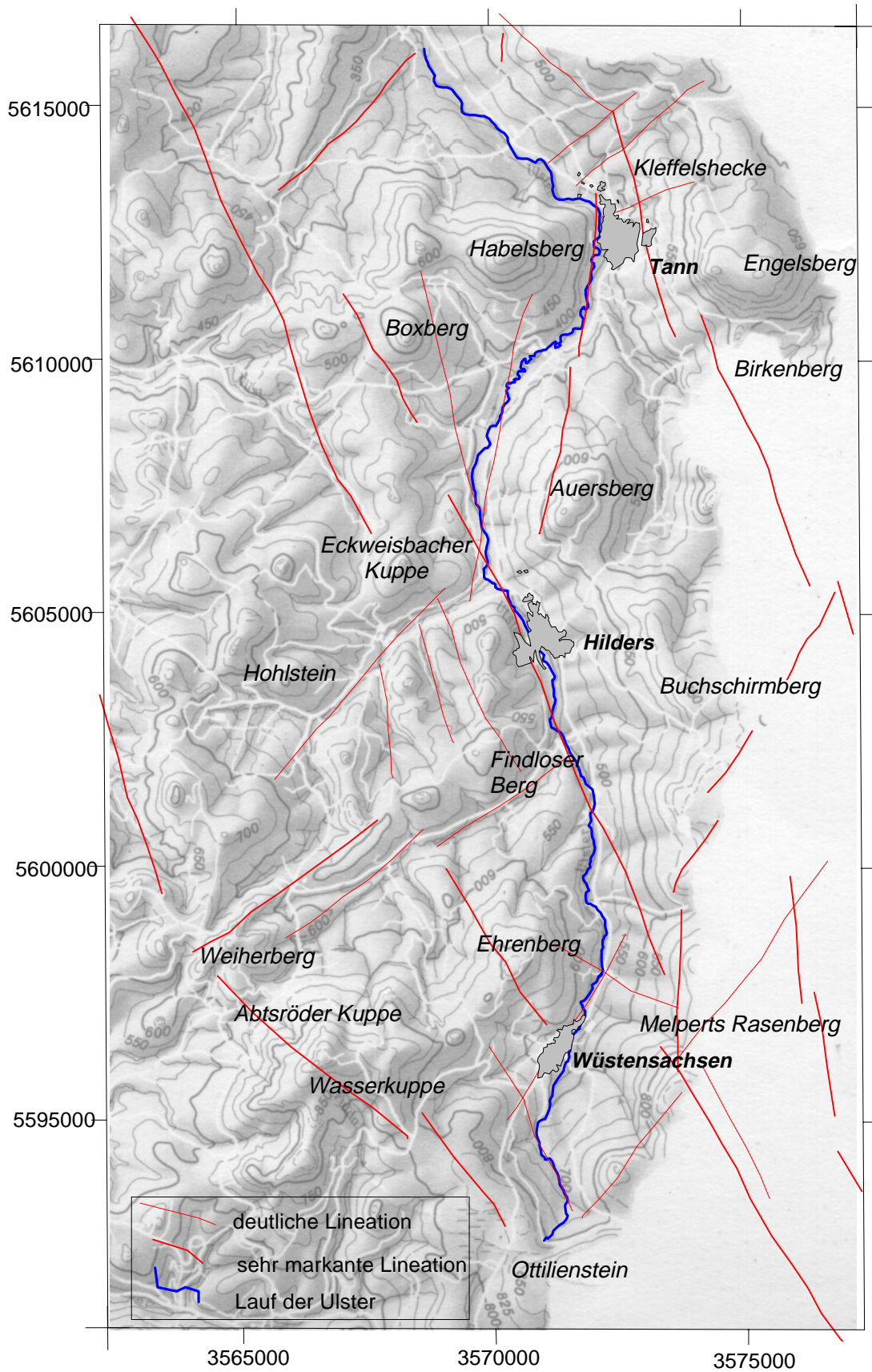


Abb. 5.2: Zusammenhang zwischen deutlichen Satellitenbildlineationen und dem Verlauf der Ulster

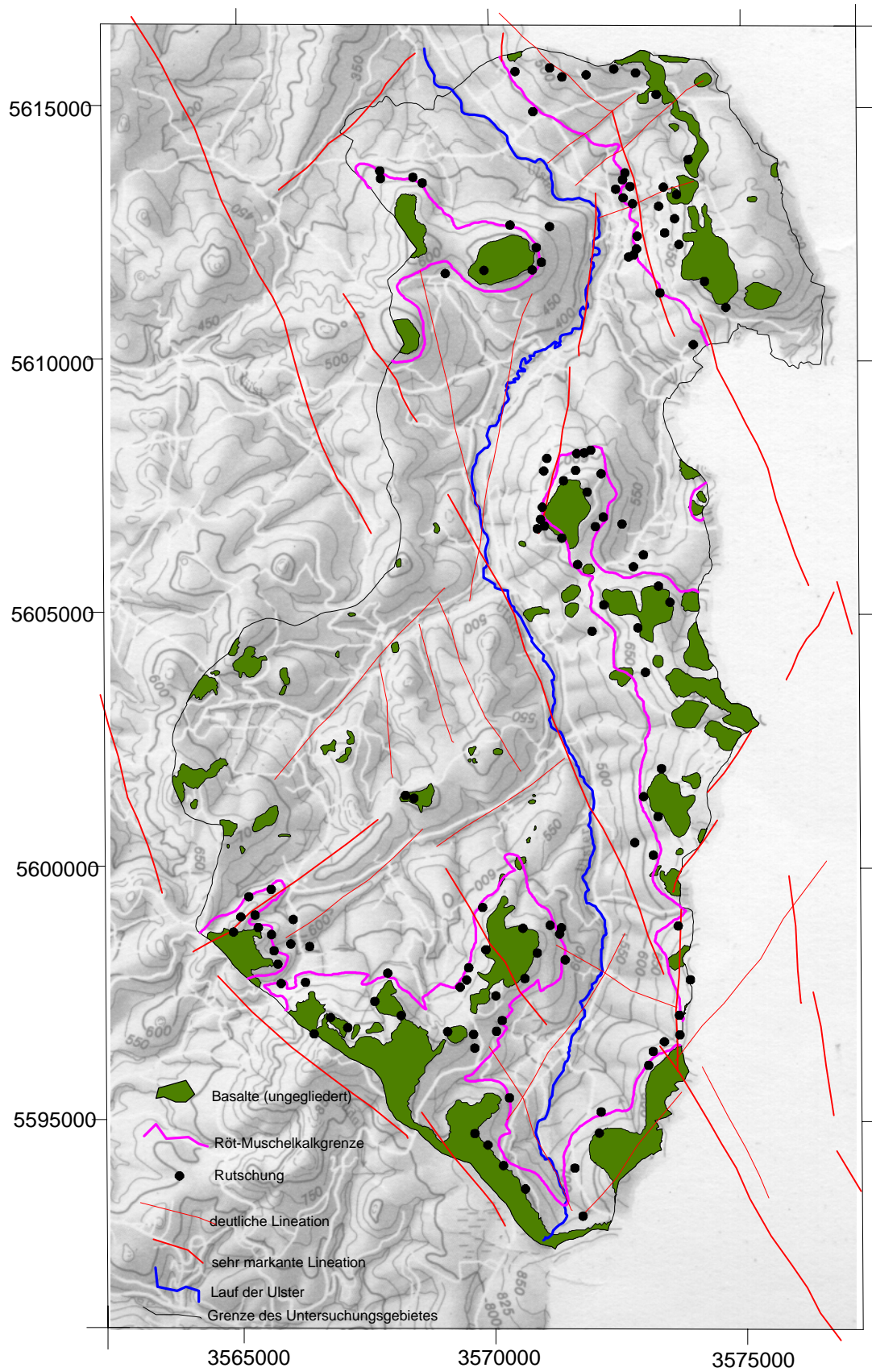


Abb. 5.3: Zusammenhang zwischen Rutschungen und Lineationen, bzw. lithologischen Grenzen

Neben den erkennbaren Lineationen waren im Satellitenbild auch morphologische Phänomene zu erkennen, die auf den tektonischen Bauplan der Gegend hinweisen. So verlaufen die Täler der Ulster (von ihrer Quelle am Ottilienstein bis nach Melperts), des Brandbaches und des Scheppenbaches ungefähr parallel zueinander von SW nach NE. Begrenzt werden die Täler von Höhenzügen mit mehr oder weniger gleicher Streichrichtung. Die südöstliche Begrenzung des Oberen Ulstertales bildet an dieser Stelle der ebenfalls SW-NE streichende NW-Rand der Langen Rhön. Oberes Ulstertal und Brandbach werden von einem Höhenzug getrennt, der sich vom Schafstein über den Ehrenberg erstreckt. Brandbach und Scheppenbach trennt ein Höhenzug der sich vom Weiherberg bis zum Findloser Berg erstreckt. Die Nordwestliche Begrenzung des Scheppenbachtales bildet ein vom Hohlstein über die Eckweisbacher Kuppe verlaufender Höhenzug. Die höchsten Punkte dieser Höhenzüge werden von basaltischen Ablagerungen gebildet. Auffällig war weiterhin, daß die Lineationen über weite Teile parallel zum heutigen Muschelkalktrauf verlaufen. Man kann davon ausgehen, daß die Talbildung von diesen als Lineationen sichtbaren tektonisch bedingten Auflockerungszonen ausging, die damit die heutige Morphologie vorbestimmten.

Gebiete die schon bei der Luftbildauswertung durch eine Anhäufung von Rutschungen aufgefallen waren, wie die Region um den Ehrenberg, die Eiskaute, aber auch der Auersberg nördlich von Hilders, werden entweder von markanten Lineationen berührt oder lagen im Kreuzungsbereich zweier oder mehrerer Lineationen (Abb. 5.3). Diese Beobachtung wurde durch die Auswertung des Bildmaterials im Maßstab 1:50 000 bestätigt.



## **6. Feldarbeiten und Beschreibung ausgewählter Rutschungen**

Nach Auswertung des Fernerkundungsmaterials erfolgte die Überprüfung der so gewonnenen Daten durch Geländebegehungen, verbunden mit einfachen Vermessungen, Gefügemessungen und Probennahme.

Um die etwa 100 im Untersuchungsgebiet aufgefundenen Rutschungen zuordnen zu können wurde ein einfacher Schlüssel zur Indizierung der einzelnen Rutschungen entwickelt. Die einzelnen näher untersuchten und nachfolgend beschriebenen Rutschungen erhielten darüber hinaus noch Namen, die auf Flur- bzw. Ortsnamen zurückzuführen sind.

### **6.1 Schlüssel für die Kurzbezeichnung (Indizierung) der aufgefundenen Rutschungen**

Die zu entwickelnden Indizes sollten zum einen eine leicht verständliche Ortsangabe enthalten, zum anderen für die geplante Datenbank und die zu erstellenden Risikokarten verwendbar sein. Deshalb wurde folgender Indizierungsvorschlag entwickelt, der für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland problemlos anwendbar ist:

Die Indizierung der einzelnen Rutschungen setzt sich wie ein amtliches Fahrzeugkennzeichen zusammen, z.B. FD-EH 10. Die ersten Buchstaben entsprechen dem jeweiligen amtlichen Kennzeichen des Landkreises. Nach dem Bindestrich folgen die beiden Anfangsbuchstaben der Gemeinde auf deren Gebiet die Rutschung liegt, wobei die Lage des Abrisses entscheidend für die Ortsangabe ist. Haben zwei Gemeinden im Kreis dieselben beiden Anfangsbuchstaben, so werden von beiden Namen die ersten drei Buchstaben verwendet. Die Zahlen am Ende stellen eine fortlaufende Numerierung der aufgefundenen Rutschungen im Gemeindegebiet dar. Die nachfolgende Abbildung (Abb. 6.1) soll dieses Prinzip am Beispiel des Landkreises Fulda erläutern.

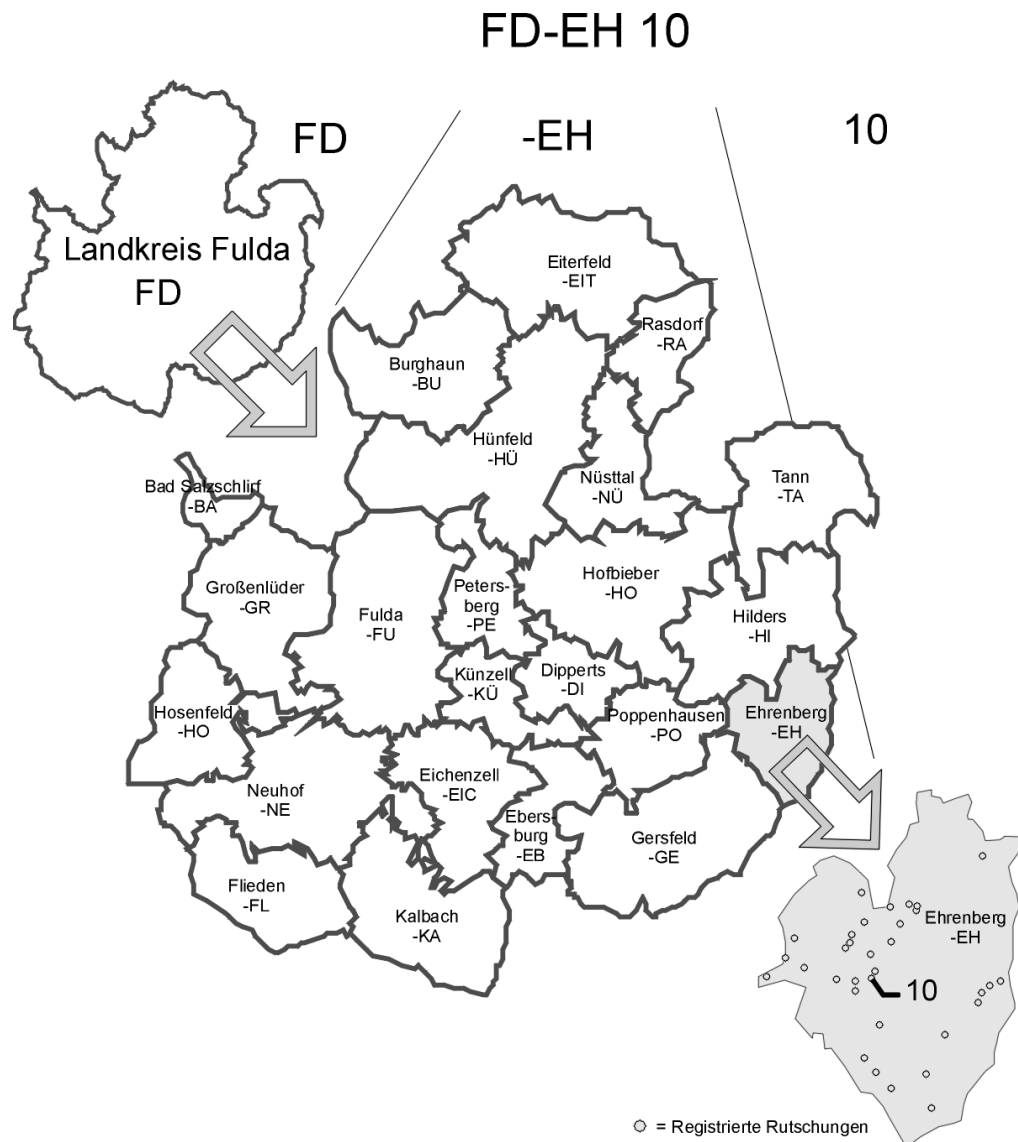


Abb. 6.1: Darstellung der angewendeten Indizierung von Rutschungen am Beispiel der Rutschung FD-EH 10, in der Gemeinde Ehrenberg (Landkreis Fulda)

## 6.2 Geländearbeiten

Rutschungen sind in der Regel an ihren morphologischen Formen wie Wellen, Buckel, Mulden oder Steilböschungen erkennbar. Diese „unruhigen“ Hangformen werden durch die bewegten Gesteinsmassen hervorgerufen, die auch noch Jahrhunderte bis Jahrtausende nach dem ersten Rutschereignis die Gestalt eines Hanges prägen. Der konkave Abrißbereich steht dabei im Gegensatz zu den konvexen Formen der vorgelagerten Rutschmassen. Dieses Erscheinungsbild ist häufig schon an dem Verlauf von Höhenlinien topographischer Karten erkennbar (Abb. 6.2).

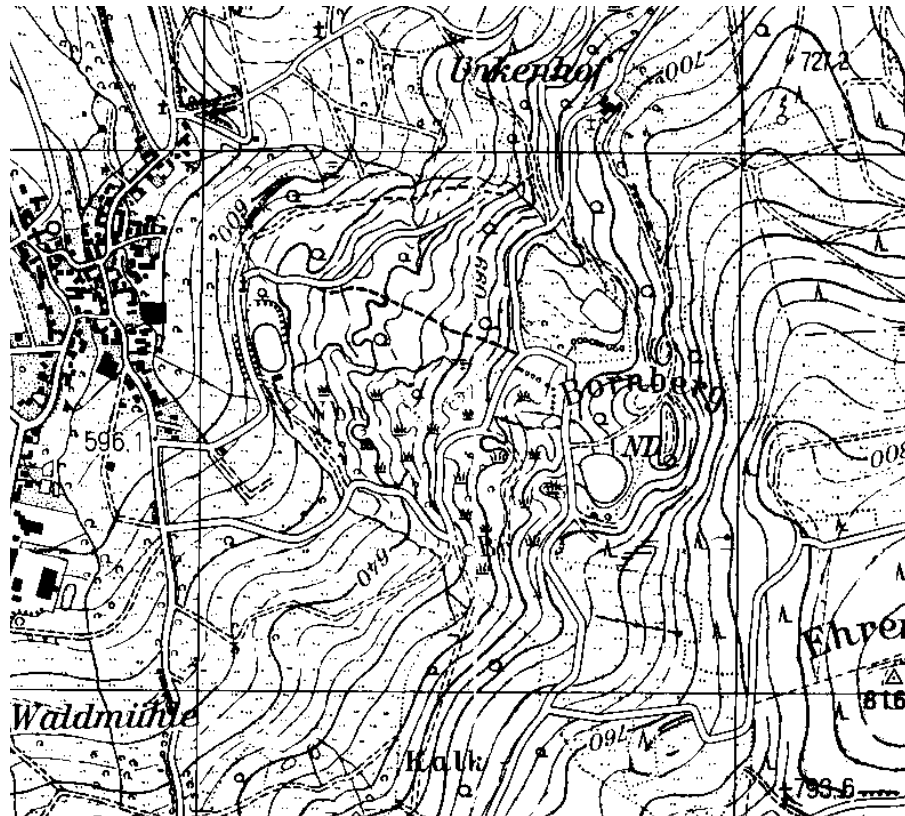


Abb. 6.2: Konkaver Verlauf von Isohypsen im Abrissbereich am Bornberg und unruhige, konvexe Höhenlinien im Bereich der vorgelagerten Rutschmassen. Ein Beispiel für Hinweise auf Rutschungen nur Anhand vorhandener topographischer Karten, hier dargestellt an der Rutschung Reulbach (FD-EH 1) am W-Hang des Ehrenbergs. Die Abbildung zeigt einen Ausschnitt aus der TK 25 Kleinsassen.

### 6.2.1 Ziele der Geländearbeit

Ziel der Geländebegehungen war es, die im Rahmen der Fernerkundung und Kartenrecherche aufgefundenen Rutschungen im Gelände wiederzufinden, ihre Abgrenzungen, sowie markante Komponenten zu kartieren und ihre Abmessungen festzustellen. Außerdem sollten der Aktivitätszustand und der Gefährdungsgrad ermittelt werden.

Durch detailliertere Untersuchung und Aufnahme von ausgewählten Rutschungen wurden die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Rutschungstypen ermittelt und der Zusammenhang mit den betroffenen geologischen Einheiten untersucht. Außerdem sollte versucht werden, verschiedene Stadien im Ablauf der vorkommenden Rutschungen aufzufinden, um mit deren Hilfe eine modellhafte Vorstellung über die Entstehung und den Verlauf der Rutschungen zu erhalten.

Bei der detaillierten Aufnahme von Rutschungen sollte gleichzeitig die Brauchbarkeit von internationalen Erfassungsbögen für Rutschungen in deutschen Mittelgebirgen überprüft werden.

Um für Standsicherheitsberechnungen benötigte bodenmechanische Kennwerte zu erhalten, wurden an ausgewählten Stellen Proben von verwitterten Vulkaniten und Röttonsteinen genommen.

## 6.2.2 Methodik der Geländearbeiten

Grundlage der Geländebegehungen waren topographische Karten im Maßstab 1:10 000 bzw. 1:5 000. Von den einzelnen Rutschungen wurden im Gelände folgende Merkmale erfaßt: die Rutschmasse mit dem Hauptrutschkörper und dem Rutschungsfuß, der Hauptabriss und gegebenenfalls deutliche Sekundärabriss, sowie eventuell vorhandene Hinweise auf rezente Aktivitäten.

Dabei wurden folgende Dimensionen erfaßt: die Gesamtlänge **L**; die maximale Breite der Rutschmasse **W<sub>d</sub>** und der Höhenunterschied **H** von der oberen Abrißkante bis zum tiefsten Teil des Rutschungsfußes.

Eine zusammengefaßte Darstellung der so aufgenommenen Rutschungen erfolgt in der geplanten Risikokarte im Maßstab 1:50 000. Ausgewählte Rutschungen wurden darüber hinaus grob vermessen, und ihre Rutschungsmerkmale im Maßstab 1:5 000 aufgenommen. Abbildung 6.3 zeigt die Rutschungsmerkmale, die im Sinne des UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) erfaßt werden sollten. Für die Rutschungskartierung wurde die Darstellung von PRINZ (1991,1997) gewählt, in der auch weitere Merkmale wie Quellen bzw. Quellhorizonte und Naßstellen sowie das Auftreten von abflußlosen Senken und längsovalen Dellen, langgestreckten Aufwölbungen und wulstartigen Zungen zum Ausdruck kommen.

Für die Detailaufnahme einer Rutschung genügt bei guter topographischer Kartengrundlage eine ingenieurgeologische Aufnahme mit Hilfe von Band- und Schrittmaß. Ergänzt wurden die Messungen durch Verwendung eines Höhenmessers mit einer Meßgenauigkeit von +/- 1 m. Erleichtert wurde die Detailkartierung besonders durch die Verwendung von Luftbildkarten mit Höhenlinien im Maßstab 1: 5 000.



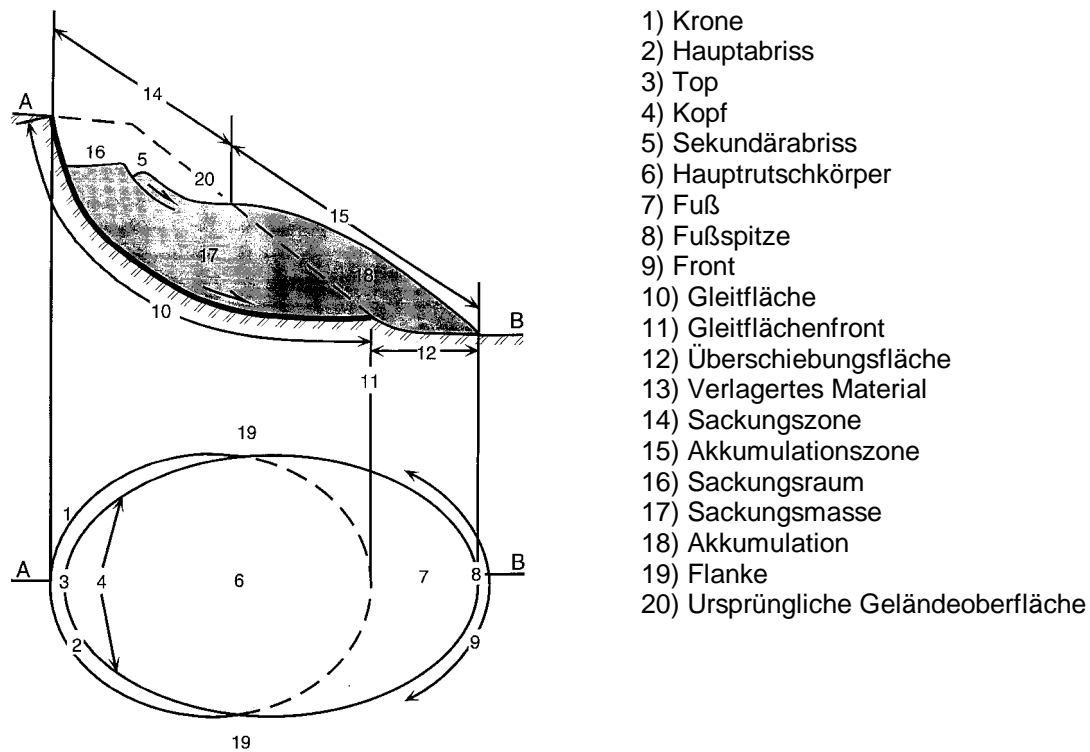


Abb. 6.3: Rutschungsmerkmale aus dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993)

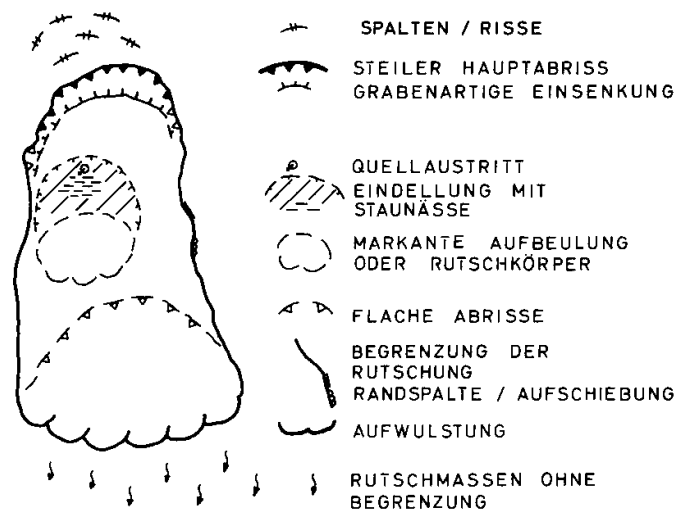


Abb. 6.4: Die gebräuchlichsten Signaturen für eine Rutschungskartierung im Maßstab 1:5 000 nach PRINZ (1991)

Die Ermittlung der (im UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) empfohlenen) Rutschungsdimensionen (Abb. 6.5) ist meist nur an typischen Längsprofilen möglich. Derartige Längsprofile sind aber die wichtigste Grundlage bei der Untersuchung von Rutschungen und sind zum Verstehen der Rutschungsereignisse unverzichtbar.

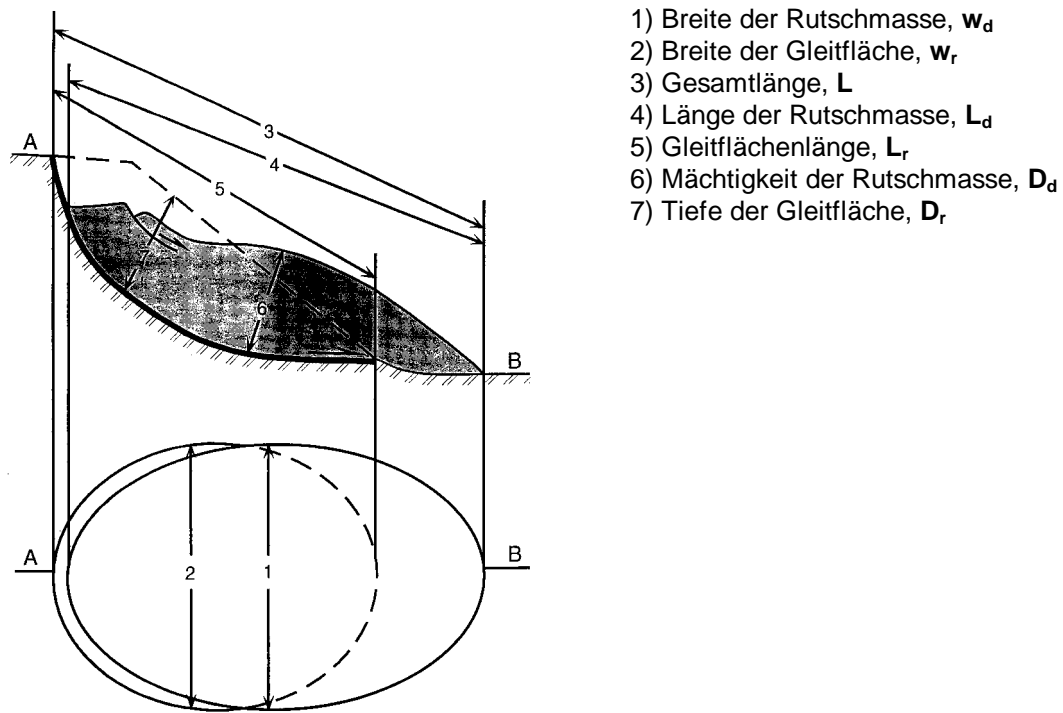


Abb. 6.5: Rutschungsdimensionen (UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993))

### **6.3 Beschreibung und Untersuchung ausgewählter Rutschungen**

Da eine detaillierte Aufnahme von über 100 Rutschungen im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich war, wurden einzelne Rutschungen ausgewählt (Abb. 6.6), die für das Verständnis des Ablaufes von Rutschungsereignissen im Untersuchungsgebiet beispielhaft sind. Dabei wurden sowohl die verschiedenen Typen von Rutschungen an mindestens einer exemplarisch aufgenommen Rutschung dargestellt, als auch versucht verschiedene Stadien in der Entwicklung von Rutschungen im Ulstertal zu erfassen. Wichtig für das Erstellen einer Risikokarte war darüber hinaus die Aufnahme von allen Rutschungen von denen in den letzten Jahrzehnten Aktivitäten bekannt geworden sind.

Nach den ersten Geländearbeiten zeigte sich, daß folgende geologischen Einheiten von Rutschungen betroffen sind:

1. Röt
2. die Grenze Röt/Muschelkalk
3. die Grenze Röt/ tertiäre Vulkanite
4. die Grenze Unterer/Mittlerer/Oberer Muschelkalk/tertiäre Vulkanite
5. tertiäre Vulkanite (Wechselagerung Basalt/Tuff)
6. tertiäre Sedimente (oft in Zusammenhang mit tertiären Vulkaniten)
7. quartäre Schutt- und Solifluktionsmassen

Der vorherrschende Rutschungstyp im Untersuchungsgebiet ist das Gleiten, meist in Form von kombinierten Rutschungen. Neben diesem Typ können im Verlauf der Entwicklungsgeschichte einzelner Rutschungen aber auch Kippen, Fallen und Driften als Rutschungstypen auftreten. Besonders im Zusammenhang mit tertiären Sedimenten und quartären Schuttdecken tritt auch Fließen auf. Je nach den geologischen Lagerungsverhältnissen sind die heute zu beobachten Rutschungen dabei oft die Folge von rückschreitenden Massenverlagerungen, die nacheinander verschiedene der oben genannten geologische Einheiten bzw. Grenzen betrafen.

Die Beschreibung der näher untersuchten Rutschungen beginnt mit einem Beispiel einer Rutschung in Tonsteinen des Röts, den stratigraphisch ältesten von Rutschungen betroffenen Schichten im Untersuchungsgebiet. Die weiteren Beschreibungen erfolgen je nach ihrem stratigraphischen Alter, ohne damit auch eine zeitliche Gliederung der Rutschungsvorgänge im einzelnen zu verbinden.

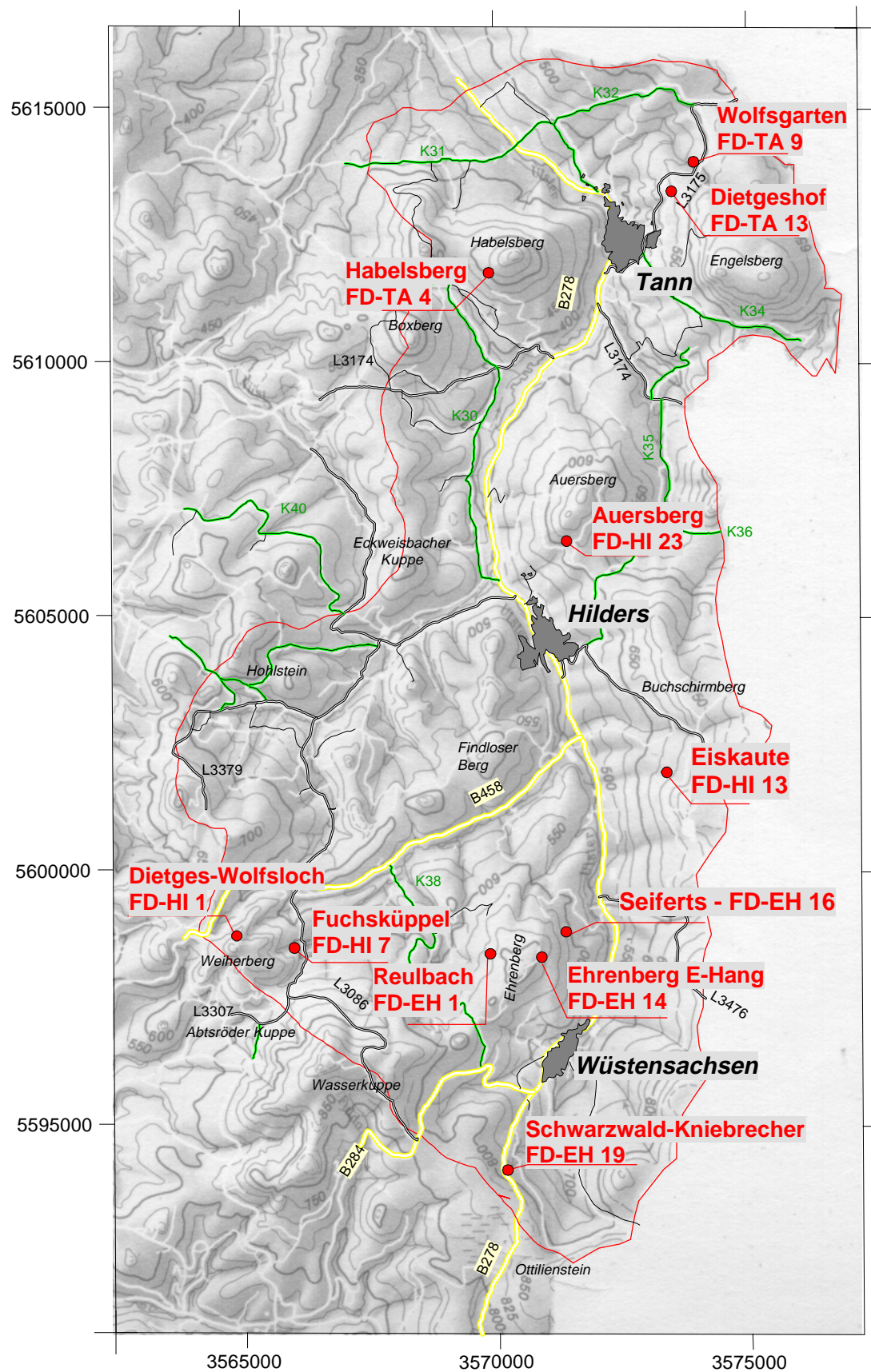


Abb. 6.6: Übersichtskarte mit Lage der 11 ausgewählten Rutschungen und den wichtigsten Straßen im Arbeitsgebiet.

### 6.3.1 Rutschung Seiferts (Röt) - FD-EH 16

**TK 25: 5426 Hilders**

**R 3569860 / H 5598800**

Länge der Rutschung **L: 80 m**

Breite der Rutschung  **$W_d$ : 50 m**

Max. Höhenunterschied **H: 40 m**

Bei der Rutschung Seiferts handelt es sich um eine kleine abgerutschte Scholle aus Röttonsteinen am NE-Hang des Ehrenberges, ca. 800 m westlich vom Ehrenberger Ortsteil Seiferts. Da im Untersuchungsgebiet Rutschmassen aus Rötmaterial meist nur in Verbindung mit Rutschungsereignissen an der Röt/Muschelkalkgrenze auftreten, ist diese Rutschung ein Relikt, welches Hinweise auf die Hangentwicklung in der Region gibt. Die Rutschung liegt in den Bunten Tonsteinschichten (soRöo,t) des Oberen Röts. Gleitfläche und Rutschkörper sind deutlich erkennbar.

Die Abrißkante der schalenförmigen Gleitfläche liegt ungefähr bei 630-640 m ü. NN und ist etwa 40-50 m breit. Die Rutschung besitzt heute eine maximale Tiefe von 5-7 m. Die Seitenabrissse sind noch gut zu erkennen und enden an einem schmalen unbefestigten Waldweg (ca. 615 m ü. NN), der gleichzeitig den Ausbiß zwischen der zu beobachtenden Gleitfläche darstellt. Der schalenförmigen Abrißmulde vorgelagert findet sich eine etwa 50 breite und 30 m lange Rutschscholle aus Röttonsteinen (Abb.: 6.7). Die Rutschung hat eine Breite bis zu 50 m und eine Länge von ungefähr 80 m. Bei ungefähr 600 m ü. NN geht die Rutschmasse in die natürliche Versteilung des Hanges im Bereich der Quarzitschichten (soRöo,q) über.



Abb. 6.7: Blick von Süden in die Rutschung Seiferts (FD-EH 16), rechts ist die Rötscholle, links die Abrißmulde zu erkennen

Die Rutschmassen bestehen aus dunkelroten bis braunroten Tonsteinen und deren Verwitterungsprodukten, die von einer 0,1 bis 0,8 m mächtigen Schicht aus verwittertem Muschelkalkschutt überlagert werden. Im Bereich des Waldweges wurde aus 1 m Tiefe eine gestörte Probe des verwitterten Tonsteinmaterials zur bodenmechanischen Untersuchung entnommen.

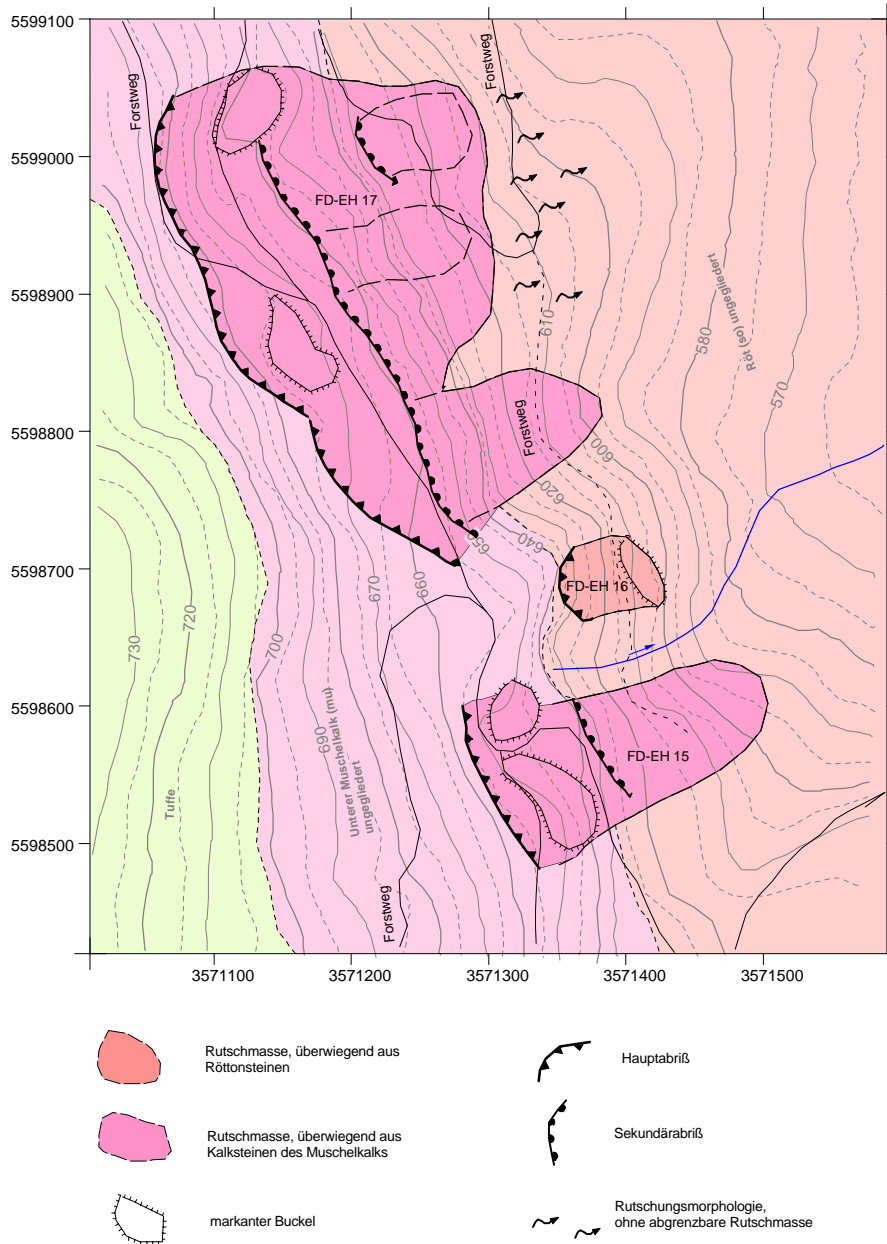


Abb. 6.8: Rutschung Seiferts (FD-EH 16) mit nördlich und südlich davon gelegenen Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze. Im Untergrund anstehende Gesteine sind ohne überlagernde Schuttdecken aus Kalksteinen oder Vulkaniten dargestellt.



Die Hangneigung beiderseits der Rutschung beträgt etwa 30°, innerhalb der Abrißfläche ca. 40°. Etwa 40 m südlich der Rutschung findet sich bei 635-640 m ü. NN ein Quellaustritt, der offensichtlich die Grenze zwischen Muschelkalk/Röt markiert. Die z.T. sehr starke Durchfeuchtung im obersten Teil der Röttonsteine, könnte die auslösende Ursache für die Rutschung gewesen sein.

Die Rutschung und der sie umgebende Hang ist mit 20-50 Jahre altem Buchenwald bestanden, der Bewuchs zeigt keinerlei Anzeichen von rezenten Bewegungen. Von der Rutschmasse geht keine Gefahr für Bebauung, Verkehrswege oder Siedlungen aus. Über Alter und auslösende Ursache der Rutschung können keine Angaben gemacht werden.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine fossile, rückschreitende Einzelrutschung, des Rutschungstyps "Gleiten". Die Gleitfläche verläuft wegen des in der Tiefe hin fester werdenden Untergrundes flachschalig.

Derartige Rutschungen im Röt, ohne direkten Einfluß der Grenze Röt/Muschelkalk, sind relativ selten und werden meist von Rutschereignissen an der Grenze Röt/Muschelkalk überdeckt, wie sie nördlich und südlich der Rutschung Seiferts zu finden sind (Abb.: 6.8).

### 6.3.2 Rutschung Fuchsküppel (Röt-Muschelkalkgrenze) - FD-HI 7

**TK 25: 5425 Kleinsassen**

**R 3565590 / H 5598480**

Länge der Rutschung **L: 260 m**

Breite der Rutschung **W<sub>d</sub>: ca. 500 m**

Max. Höhenunterschied **H: 75-85 m**

Bei dieser Rutschung handelt es sich um eine Massenbewegung an der Grenze Röt/Muschelkalk. Sie liegt an der Süd-Ostflanke des Fuchsküppels, etwa 500 m westlich der L 3068 zwischen Dietges und Abtsroda in der Gemeinde Hilders. Die Rutschung Fuchsküppel ist ein typischer Vertreter der in der Region häufig auftretenden Rutschungen an der Grenze Röt/Muschelkalk und zeigt interessante Hinweise in Bezug auf die Entstehung dieses Rutschungstyps.

Aufgetreten ist die Rutschung in den Bunten Tonsteinschichten (soRöo,t) des Oberen Röts und den Kalksteinen des Unteren Wellenkalks (muW1). Abriß, Sackungsraum (bzw. Verebnungsfläche vor Hauptabriß) und Rutschmasse (Sackungsmasse und Akkumulation) sind z.T. noch im Detail zu erkennen.

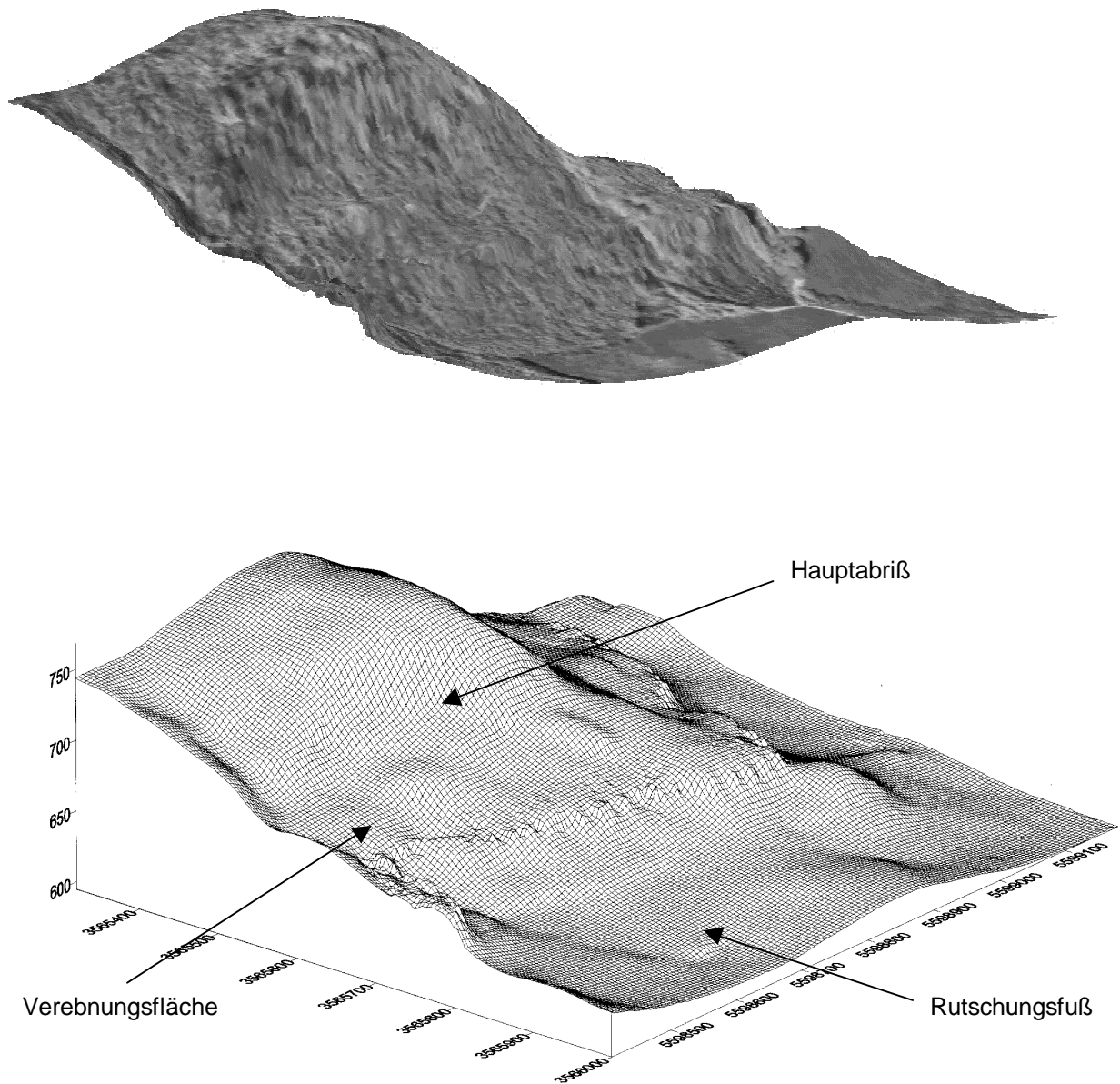


Abb. 6.9: 3D Abbildung der Rutschung Fuchsküppel (2 fach überhöht), Blick aus SE. Die untere Abbildung zeigt ein Bockbild, bei der oberen Abbildung wurde ein Blockbild mit einem Luftbild überlagert.

Die Oberkante des ca. NNE-SSW streichenden Abrisses liegt zwischen 690 und 700 m ü. NN und besitzt eine Länge von ca. 370 m. Den Abriß kann man in



einen ca. 250 m langen südlichen Abschnitt und einen ungefähr 120 m langen nördlichen Abschnitt teilen. Der Hauptabriß befindet sich im Unteren Wellenkalk und ist über weite Erstreckung als Felswand ausgebildet, die teilweise eine Höhe von bis zu 10 m erreicht.

Der nördliche Teil der Abrißzone zeigt noch Hinweise auf die rückschreitende Entwicklung der Rutschung. So finden sich am Nordende des Abrisses auf einem Areal von ca. 100 m Breite und 50 m Länge noch abgesackte Teilschollen aus Kalksteinen des Unteren Wellenkalk. Diese Einzelblöcke sind vom Hauptabriß durch einen 10- 15 m breiten, mit Muschelkalkschutt gefüllten Graben abgetrennt, aus dem einzelne Blöcke noch bis zu 3 m herausragen (Abb. 6.10). Am Rand dieser Zone finden sich im Unteren Wellenkalk Spalten von bis zu 30 cm Breite, an denen örtlich Versätze von 30-40 cm beobachtet werden können (Abb. 6.11). Der Baumbewuchs besteht hier aus altem Buchenbestand und zeigt teilweise deutlichen Säbelwuchs und Schrägstellungen, die als Hinweis auf rezente Bewegungen gewertet werden (Abb. 6.10 u. 6.15).



Abb. 6.10: Mit Muschelkalkschutt gefüllte Spalte, mit herausragenden Einzelblöcken und schrägstehenden Bäumen am nördlichen Ende des Abrisses der Rutschung Fuchsküppel (FD-HI 7)

Die dem Abriß vorgelagerte Verebnungsfläche besitzt im Mittel eine Breite von 400 m und eine Länge von 50 m und zeigt örtlich vernähte Bereiche. An der Vorderfront der Verebnungsfläche finden sich zerbrochene Muschelkalkschollen von ca. 10 x 20 m Größe (Abb. 6.12). Besonders im nördlichen Teil der Rutschung treten gehäuft solche Einzelschollen aus Muschelkalkblöcken auf. Unterhalb der Verebnungsfläche lösen sich die Einzelschollen aus Kalksteinen des Unteren Wellenkalks in immer kleinere Blöcke auf, bis sie, immer mehr mit Rutschmassen aus Röttonsteinen vermischt schließlich ganz verschwinden.

Der Übergang von der Sackungsmasse zur Akkumulation ist durch die Vorderkante der Verebnungsfläche gekennzeichnet. Die unterhalb dieser Kante liegenden Rutschmassen zeigen eine deutliche Rutschungsmorphologie in Form von Buckeln und vernähten Mulden. Ab einem befestigten Waldweg, der ungefähr auf einer Höhe von 660- 665 m ü. NN verläuft, treten überwiegend Rutschmassen aus Röttonsteinen mit rotbrauner Farbe auf, vereinzelt auch grün-graue Tonsteine, die meist auch einen höheren Anteil an Feinsandsteinen aufweisen.



Abb.: 6.11 Vertikaler Versatz von 30-40 cm an Großklüften im Abrißbereich

Der obere Abriß wird durch steilstehende Großklüfte im Unteren Wellenkalk markiert, während sich in den Röttonsteinen eine flache kreisförmige Gleitfläche ausgebildet haben dürfte. Durch das Gewicht der überlagernden Kalksteine sind die Röttonsteine entlang einer oder mehrerer flacher Gleitflächen ausgebrochen und liegen heute vor den abgesackten Kalksteinschollen. Die Tiefe der Gleitfläche dürfte ursprünglich im südlichen Teil 35-30 m unter der ehemaligen Geländeoberfläche gelegen haben und liegt heute im oberen Teil der Rutschung ca. 25 m unter der Verebnungsfläche. Im nördlichen Teil der Rutschung lassen sich drei Phasen unterscheiden

(Abb. 6.13). Die Gleitfläche ist hier bis zu 50 m unter Geländeoberfläche zu vermuten. Der Einfluß der Gleitflächen dürfte damit bis in das Niveau der Rotbunten Wechselfolge (soRöu,st) reichen.

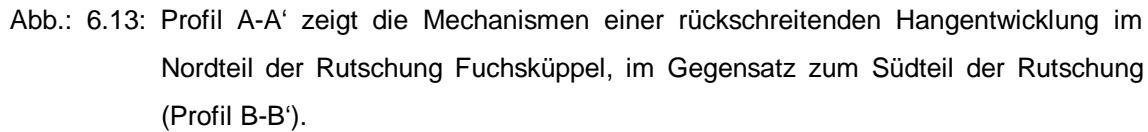


Abb.: 6.12 Angeschnittende, verkippte Muschelkalkscholle am vorderen Rand der Verebnung

Ungefähr auf einer Höhe von 650-660 m treten zahlreiche kleine Quellaustritte und Naßstellen auf, welche die unter den Rutschmassen verschütteten Quarzitschichten markieren. Weitere kleine Quellaustritte finden sich vor dem Rutschungsfuß auf 630 m ü. NN. Die Quelle mit der stärksten Schüttung liegt südlich der Rutschung Fuchsküppel auf ca. 680 m ü. NN in dem Einschnitt der die südliche Begrenzung der Rutschung bildet. Diese Quelle markiert die Grenze Röt/Muschelkalk.

Über die Zeit der Entstehung und die auslösenden Faktoren können keine Aussagen gemacht werden. Geologische Ursache dürfte die starke Durchnässung der verwitterten Röttonsteine an der Röt/Muschelkalkgrenze gewesen sein. Der Abriß ist durch eine SSE-NNW streichende Großkluft vorgezeichnet, die parallel zu einer 150-200 m zurückliegenden Störung verläuft. Das leichte Schichteinfallen von bis zu 10° nach NW verhinderte nicht das Auftreten der Rutschung. Der Rutschung vorgelagert finden sich zwei Fußschollen von älteren Rutschungen (FD-HI 6, FD-HI 38). Sie zeigen, daß Rutschungsvorgänge an solchen Hängen schon immer ein wesentlicher Faktor der Erosion waren (Abb. 6.14).





80

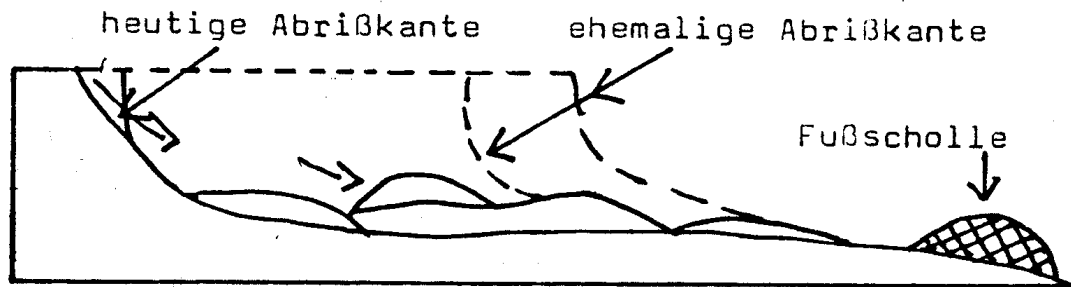


Abb. 6.14: Model zur Entstehung von Fußschollen durch rückschreitende Hangentwicklung (GALLWITZ 1982).

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine fossile, rückschreitende zusammengesetzte Rutschung, der Rutschungstypen „Gleiten“ und „Kippen“ bzw. um eine kombinierte Rutschung.



Abb. 6.15: Schrägstehende Bäume und Säbelwuchs im nördlichen Teil des Abrisses geben Hinweise auf rezente Bewegungen (Aufnahme April 1997).

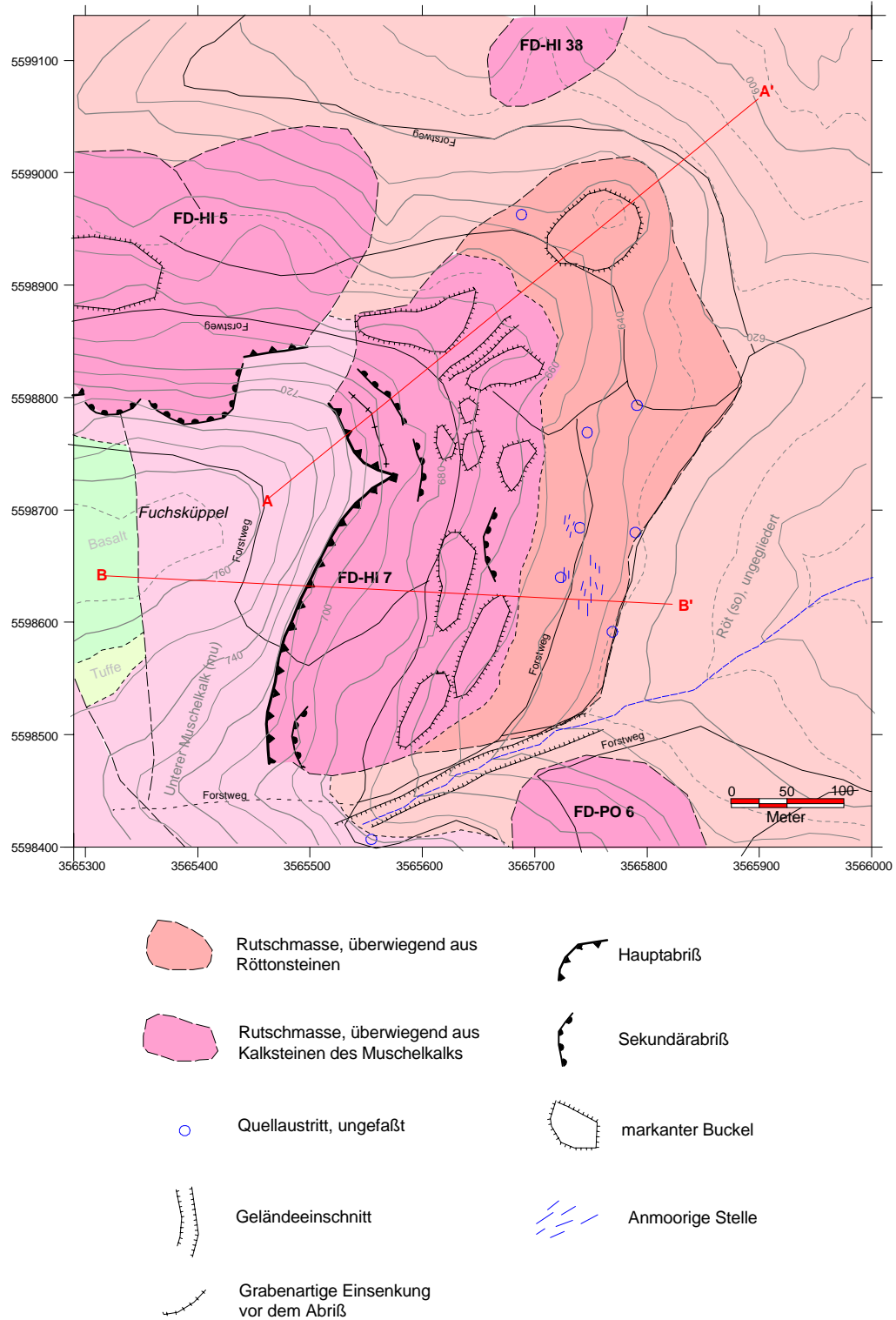


Abb. 6.16: Detailkarte der Rutschung Fuchsküppel (FD-HI 7)

### 6.3.3 Rutschung Wolfsloch (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-HI 1

**TK 25: 5425 Kleinsassen**

**R 3564820 / H 5598730**

Länge der Rutschung **L: max. 420 m**

Breite der Rutschung  **$W_d$ : 600 m**

Max. Höhenunterschied **H: 130-150 m**

Die Rutschung Wolfsloch liegt ca. 400 m östlich des Grabenhöfchens am NW-Hang des Bornberg an der alten B 458. Sie besteht aus zwei größeren, im Abrißbereich getrennten Rutschmassen, deren anhaltende Bewegungen im Bereich der B 458 Anfang der 80 er Jahre der Grund für die Verlegung der Straße auf die andere Talseite waren. Diese Rutschung ist eine von insgesamt vier Rutschungen, die am NW-Hang des Bornbergs zwischen Dietges (Gemeinde Hilders) und dem Grabenhöfchen auf 2,4 km Länge von der alten B 458 gequert wurden.

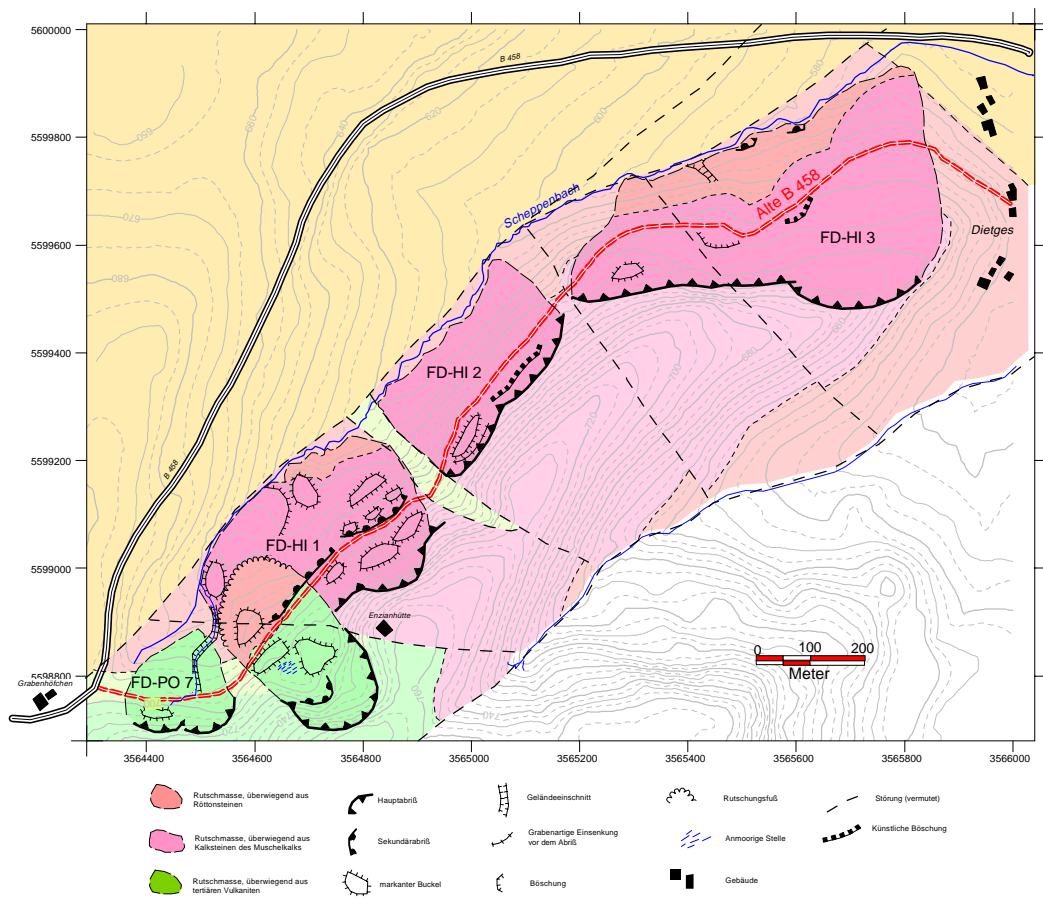


Abb. 6.17: Geologische und geographische Übersicht des Rutschhangs zwischen Dietges und dem Grabenhöfchen.



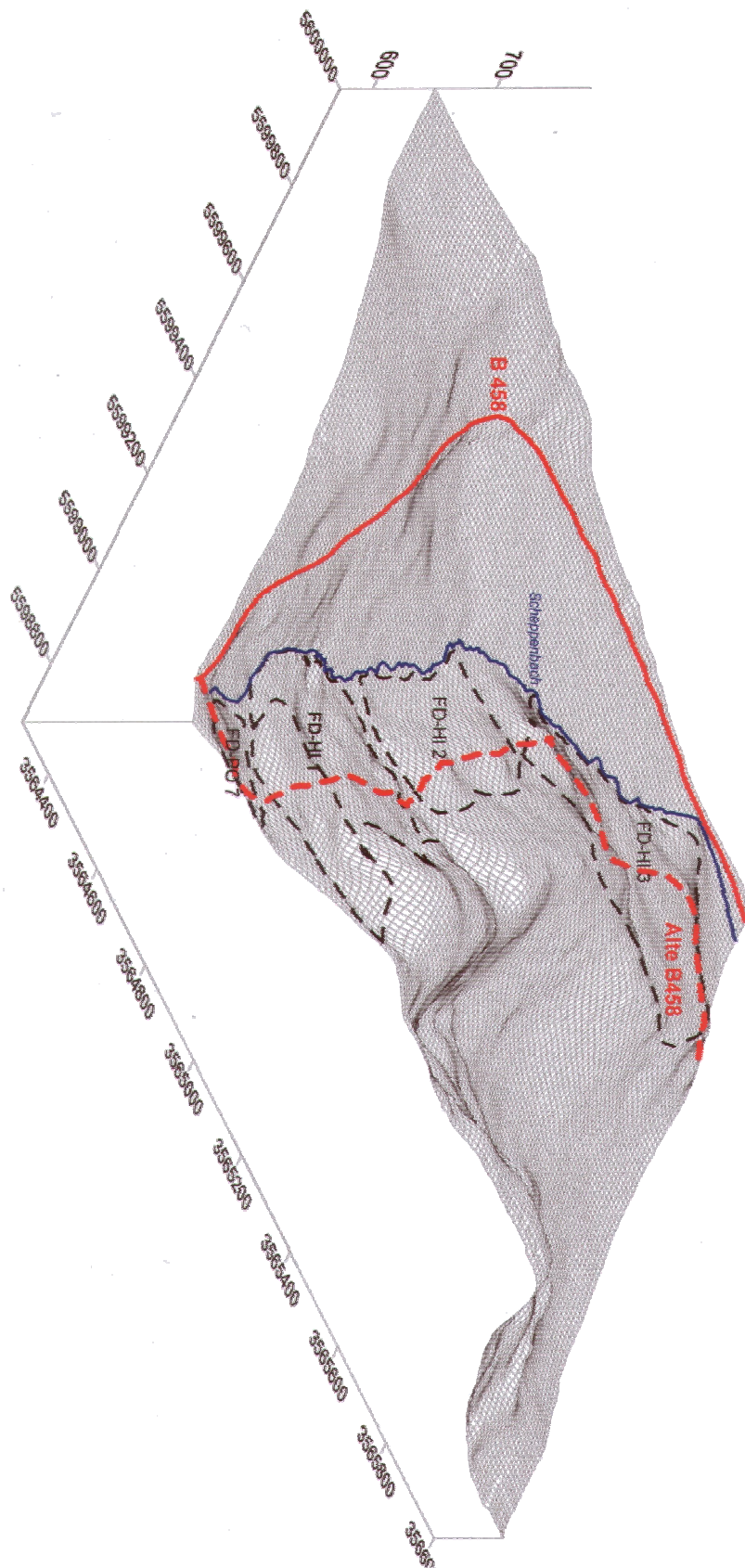


Abb. 6.18: 3D-Bild des Hanges mit Rutschungen und Verlauf der alten B 458



Bei drei der insgesamt vier oben genannten Rutschungen handelt es sich um großflächige Rutschungen im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze, die oberhalb der Straße zwischen 620 und 640 m ü. NN verläuft. Die Trasse der alten B 458 liegt ungefähr im Übergangsbereich der Sackungszone zur Akkumulationszone der Rutschmassen. Unterhalb der Straße versteilt sich der Hang deutlich. Diese Versteilung hatte nach PRINZ (1994) zur Folge, daß es im Bereich der Trasse immer wieder zu Teilbewegungen und zu Schäden im Straßenkörper kam. Schon Anfang der sechziger Jahre traten mehrfach Längsrisse im Straßenbelag und an den talseitigen Böschungsrändern auf. 1979/1980 beschleunigten sich die Bewegungen ohne besonderen Anlaß, was zu einer halbseitigen Sperrung der Straße führte. GALLWITZ (1982) beschreibt mehrere Längs- und Querrisse in der Straße, der Längste war 75 m lang, 40 cm breit und 20 cm tief (Abb. 6.19). Im Winter 1981 traten aufgrund starker Niederschläge weitere Bewegungen auf (Abb. 6.20). In 10 Jahren betrugen die Bewegungsmaße etwa 1m (Prinz 1994). Diese Bewegungsmaße, die im freien Gelände kaum merkbar sind, reichten aus um die B 458 völlig zu zerstören.

Die Bewegungen betreffen Gesteine des Röts (soRöo,t), des Muschelkalks (muW1 bis muW2) sowie tertiäre Vulkanite (Basalte und Tuffe). GALLWITZ (1982) und HANSEN & LAEMMELN (1994) teilen die beschriebene Rutschung noch in drei Einzelrutschungen auf. Aufgrund der Luftbilddauswertung und Überlegungen zur Entstehungsgeschichte wurden diese drei Rutschungselemente in der vorliegenden Arbeit zur Rutschung Wolfsloch (FD-HI 1) zusammengefaßt.

Der NE-liche Teil des Abrisses ist heute nur noch in Form eines ca. 250 m langen Steilhanges zu erkennen, der vollständig mit Wald bewachsen ist. Die Oberkante des Abrisses verläuft ungefähr bei 710 m ü. NN. Die ursprüngliche Abrißfläche ist heute mit Gesteinschutt aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks bedeckt. Im mittleren Teil ist ein jüngerer Abriß von ca. 150 m Breite zur erkennen, dessen Oberkante ungefähr bei 730 m ü. NN verläuft. An einigen Stellen war der anstehende Fels durch kleine, relativ junge Sekundärrutschungen freigelegt. Dem Abrißhang vorgelagert ist eine ca. 150 m Breite und 50 m lange Verebnungsfläche (Sackungsraum) bei 700-710 m ü. NN. Die Rutschmassen dieses letzten Abrisses überlagern auf einer Breite von ca. 150 m und einer Länge von 100 m ältere Rutschmassen.



Abb. 6.19: Risse im Straßenbelag der alten B458 im Herbst 1980  
(Foto: GALLWITZ 1982)



Abb. 6.20: Dieselben Risse im Straßenbelag im Juni 1983 (Foto Prinz)

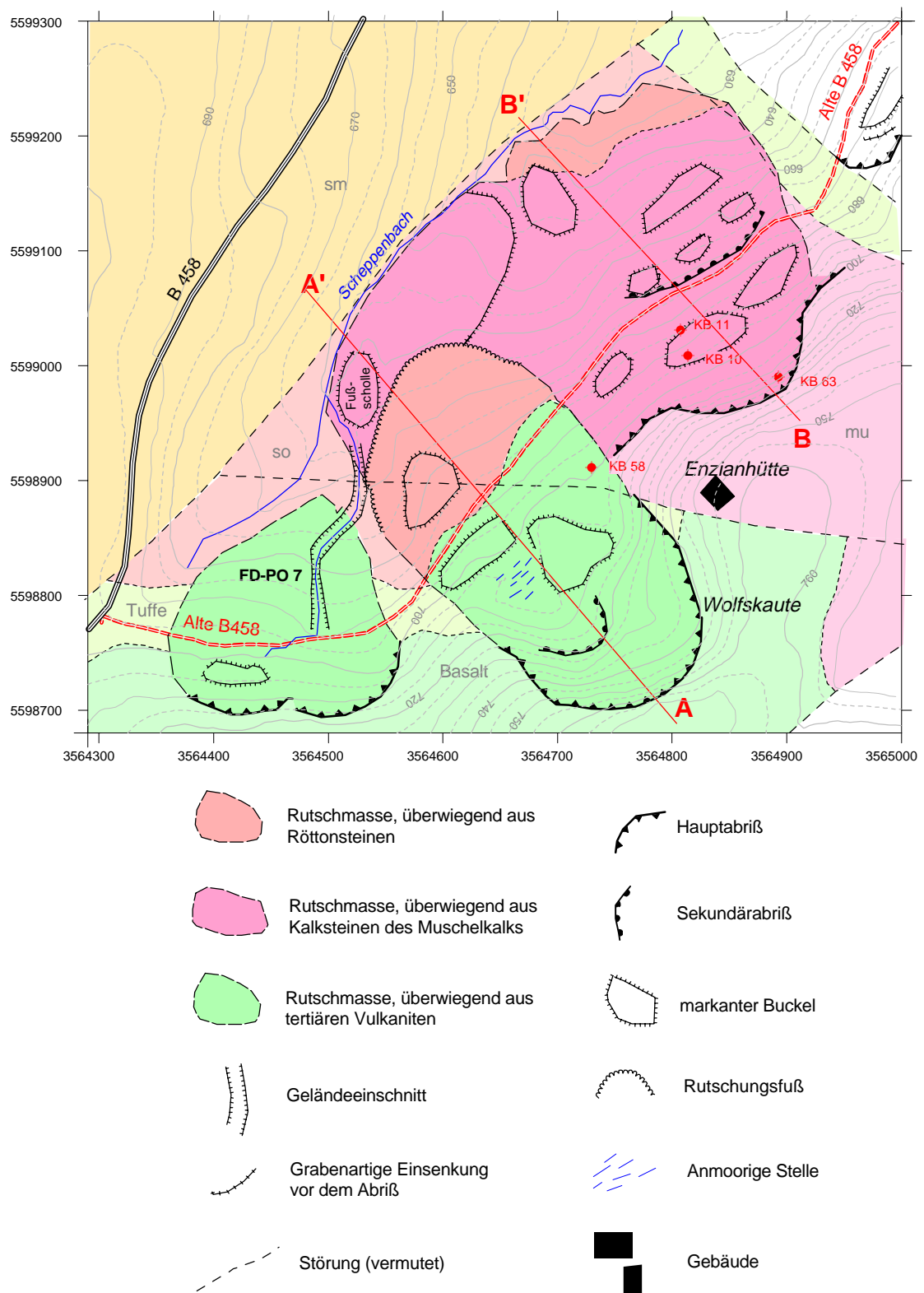


Abb. 6.21: Detailkarte der Rutschung Wolfslach (FD-HI 1) mit Lage der Profile.

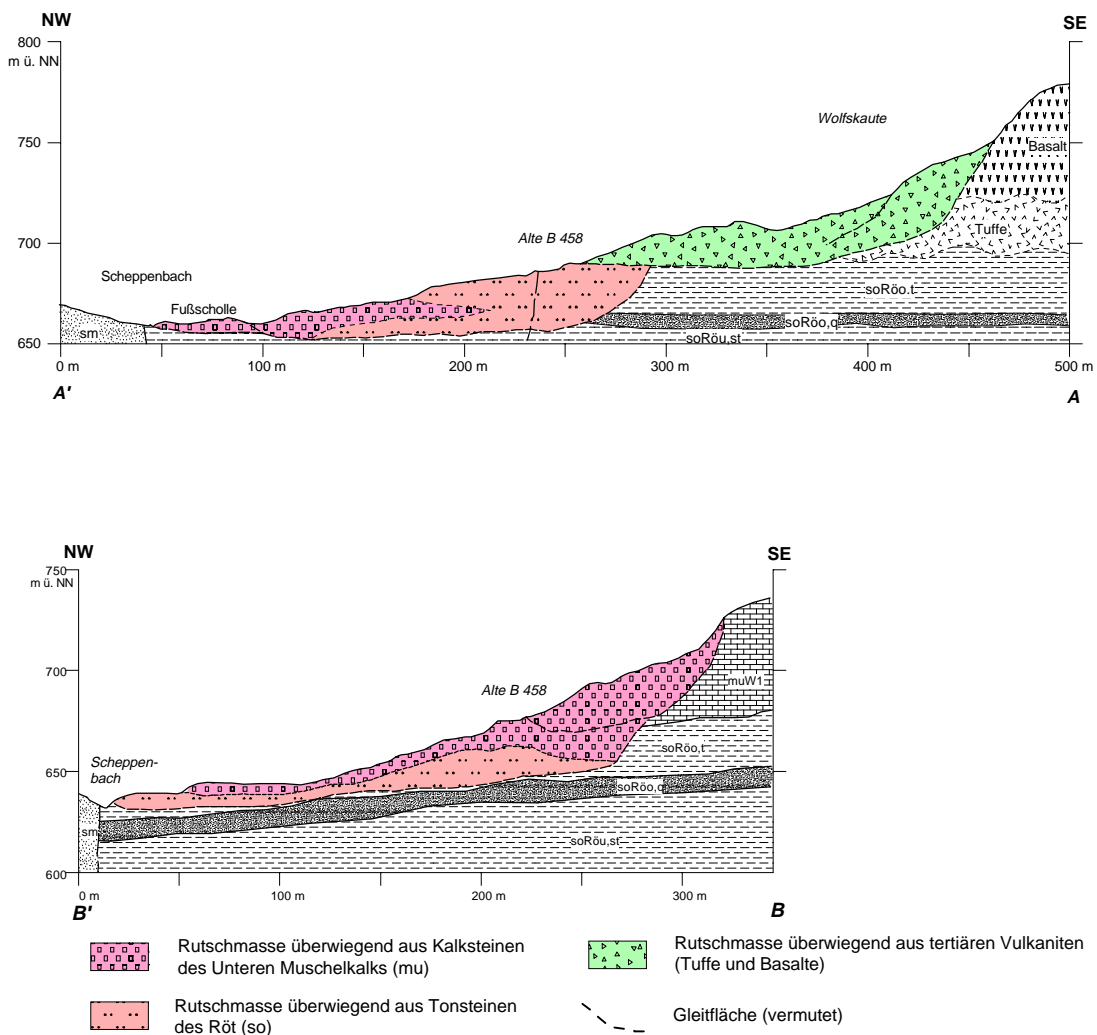


Abb. 6.22: Profile A-A' und B-B' der Rutschung Wolfsloch (FD-HI 1)

Durch einen kleinen Sporn aus anstehendem Unterem Muschelkalk getrennt, schließt sich im SW ein zweiter Abriß in tertiären Basalten an. Seine Oberkante liegt bei 750 m ü. NN, die Verebnungsfläche auf einer Höhe zwischen 700 und 710 m ü. NN. Die kesselartige Ausbruchsnische zeigt einen deutlichen, steilen Abriß mit vorgelagerter Verebnungsfläche. Die Ausbruchsnische ist ca. 150 m breit und 200 m lang. Innerhalb des Abrisses tritt ein kleiner Sekundärabriß auf. Die basaltischen Rutschmassen dieses Sekundärabrisses sind auf der Verebnungsfläche noch deutlich zu erkennen. Der Verebnungsfläche vorgelagert sind Rutschmassen, die im oberen Teil aus Basalt- und Tuffmaterial bestehen und sich im unteren Teil mit Gesteinen des Röt vermischen. Unterhalb der Rutschmasse findet sich eine erhalten gebliebene Rutschscholle aus Muschelkalk, die eine Breite von 160 m und eine Länge von ca. 100 m hat. Nach ACKERMANN (1959) gehört diese Rutschscholle

zur "*Fußschollengeneration*". Im NE wird diese Fußscholle von Rutschmassen aus Muschelkalkmaterial und untergeordnet von Röttonsteinen überlagert. Die Rutschmassen gehören zu dem NE-lichen Abriß und haben eine Breite von max. 250 m und eine Länge von ungefähr 150 m. Bei 510 m ü. NN erreichen sie den tiefsten Punkt der Rutschung. Die Rutschung wird im ihrem westlichen Teil von einer NW-SE streichenden Störung geschnitten. Der westliche Abschnitt des ältesten Abrisses muß also in Gesteinen des Röt gelegen haben (Abb. 6.22, Profil A-A'), die auslösende Ursache ist aber im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze zu suchen (Abb. 6.22, Profil B-B').

Die auslösenden Ursachen und die Zeit der Entstehung sind nicht bekannt. Ursache für die Rutschungen dürfte das Einschneiden des Scheppenbaches entlang einer SW-NE streichenden Störung und die dadurch bedingte Übersteilung des NW-Hanges des Bornberges gewesen sein. Ein leichtes Schichteinfallen von 5-10° nach NNW, sowie die Vernässung der verwitterten Röttonsteine unterhalb der gut wasserwegsam Kalksteine des Unteren Muschelkalks dürften dabei ebenfalls eine bedeutende Rolle gespielt haben. Die Rutschung war sicher kein einmaliges Ereignis, sondern es dürfte sich um eine lang anhaltende rückschreitende Hangentwicklung gehandelt haben. Der Scheppenbach übernahm den Abtransport der Rutschmassen und löste dadurch weitere Bewegungen im Hang aus. Westlich von der Ortschaft Dietges läßt sich dies heute noch gut beobachten, dort unterschneidet der Scheppenbach den Rutschungsfuß der Rutschung FD-HI 5 (Abb. 6.23) und löst damit auf den oberhalb liegenden Weiden unvollkommen ausgebildete Sekundärutschungen mit vertikalen Versätzen von bis zu 50 cm aus.

Die geomechanischen Eigenschaften von verwitterten Tonsteinen der Oberen Röt-Folge wurden von BRUNHOF (1983) und SCHENK (1983) anhand von Probenmaterial aus der beschriebenen Rutschung untersucht. Für die Scherfestigkeit an ungestörten Proben ermittelte BRUNHOF (1983) im Mittel einen wirksamen Reibungswinkel von  $\varphi' = 24,46^\circ$  und einer wirksamen Kohäsion von  $c' = 33 \text{ (kN/m}^2\text{)}$ .

SCHENK (1983) beschäftigte sich im Bereich der Rutschungen zwischen Dietges und Grabenhof mit den Auswirkungen der Verwitterung auf die Tonsteine des Oberen Röt. Er unterscheidet zwischen unverwittert (I) bis völlig verwittert (IV b) fünf Verwitterungszonen. Der Übergang zu unverwitterten Gesteinen der Zone I liegt nach SCHENK (1983) im Bereich der Rutschung in 37

m Tiefe (Bohrung 63, 1978; in EHRENBURG ET AL. 1996). Bis in 24 m unter GOK waren alle angetroffenen Gesteine völlig verwittert (Zone IV b).



Abb. 6.23: Sekundärabrisse im Rutschungsfuß der Rutschung FD-HI 5 westlich von Dietges hervorgerufen durch Unterschneidung des Scheppenbachs (Aufnahme 04.1998).

Die in EHRENBURG ET AL. (1996) angegebenen Koordinaten der Bohrungen KB 10, 11, 58 und 63 (Abb.: 6.21) zeigten bei Überprüfung der Höhenangaben der Bohransatzpunkte eine Differenz von bis zu 20 m. Aufgrund der Geländearbeiten und dem Vergleich mit der geologischen Karte von EHRENBURG ET AL. (1996) muß davon ausgegangen werden, daß bei der Angabe der Koordinaten ein Fehler unterlaufen ist. In den Profilen (Abb.: 6.22) wurden die Ergebnisse der Bohrungen auf der Basis von korrekten Höhenangaben verwendet.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der Rutschung Dietges-Wolfsloch (FD-HI 1) um eine fossile, rückschreitende zusammengesetzte Rutschung, der Rutschungstypen „Gleiten“ und „Fließen“ bzw. um eine kombinierte Rutschung.

Bei einem vertikalen Versatz zwischen Hauptabriß (ca. 710 m ü. NN) und der Höhenlage der vorgelagerten Verebnung (zwischen 670 und 680 m ü. NN) von etwa 35 m muß die Gleitfläche zwischen 30 und 40 m unter der heutigen Verebnung in den Bunten Tonsteinschichten (soRöo,t) angenommen werden. Der tiefere Teil der Gleitfläche tangiert vermutlich die Grenze zu den

Quarzitschichten (soRöo,q). Die Untersuchungen von SCHENK (1983) untermauern diese Annahme, da er die Grenze zum unverwitterten Gestein innerhalb der Quarzitschichten nachweisen konnte.

Die Gleitfläche in der durch Rückschreiten entstandenen Basaltrutschung ist innerhalb der unterlagernden Tuffe zu vermuten.

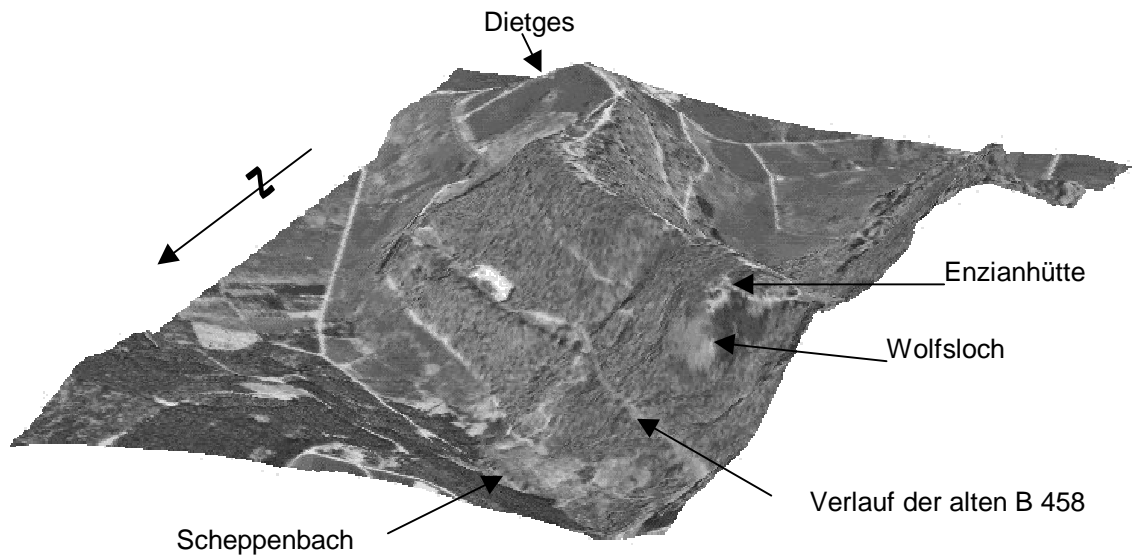


Abb. 6.24: Mit Luftbild überlagertes Blockbild des Rutschhanges zwischen Dietges und dem Grabenhöfchen (2,5 fach überhöht), Blick aus NW. Die Luftbildaufnahme wurde im Mai 1973 aufgenommen, so daß nur der Verlauf der alten B 458 zu erkennen ist.

#### 6.3.4 Rutschung Reulbach (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-EH 1

**TK 25: 5425 Kleinsassen**

**R 3569860 / H 5598340**

Länge der Rutschung **L: 1100 m**

Breite der Rutschung **W<sub>d</sub>: 550 m**

Max. Höhenunterschied **H: 180 m**

Die Rutschung Reulbach liegt östlich des Ortsteils Reulbach (Gemeinde Ehrenberg) am Westhang des Ehrenberges. Die Rutschmasse reicht bis an die östlichsten Gebäude des Ortes heran. Die Rutschung gehört mit zu den größten Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet und gibt einen guten Einblick in die rückschreitende Entwicklung von Rutschungen der Region. Von der Rutschung betroffen sind Gesteine des Röts (Bunte Tonsteinschichten (soRöo,t), Quarzitschichten (soRöo,q), Braunrote Tonsteinschichten (soRöu,t)), des Muschelkalks (muW1 bis muW2) und tertiäre Vulkanite (Tuffe und Basalte).

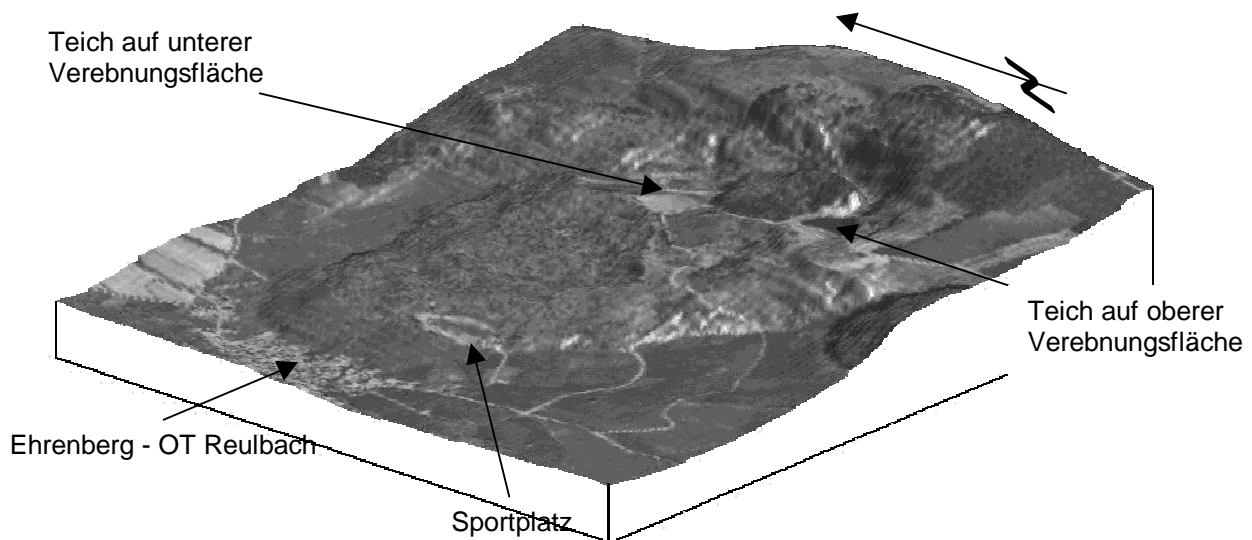


Abb. 6.25: 3D Bild der Rutschung Reulbach (1,5 fach überhöht), Blick aus SW.

Der heute sichtbare Teil des Abrisses lässt sich in mehrere Einzelbereiche aufteilen, welche die Entstehungsgeschichte der Rutschung nachzeichnen. Der offensichtlich älteste Teil befindet sich im nördlichen Bereich auf einer Höhe von 715-720 m ü.NN. Er ist heute nur noch als ungefähr NNW-SSE



streichende Steilkante im Gelände erkennbar. Der Abriß liegt in Gesteinen des Unteren Wellenkalkes (muW1) und der ihn überlagernden Tuffe und Basalte. Ihm vorgelagert befindet sich auf ca. 685 m ü. NN eine Verebnungsfläche von ca. 200 m Länge, auf der sich ein Teich gebildet hat. Zwischen dem Abriß und der Verebnungsfläche sind noch einzelne Schollen zu erkennen, zwischen denen sich auch anmoorige Naßstellen befinden. Zwei dieser Schollen bestehen aus Gesteinen des Unteren Wellenkalks.

Der südliche Teil des Abrisses besteht aus einer bis zu 10 m hohen Felswand aus Basalt, seine Oberkante streicht NNW-SSE und verläuft auf einer Höhe von 740-750 m. Diesem Abriß vorgelagert findet sich auf ca. 710 m ü. NN eine etwa 150 m lange und 100 m breite Verebnungsfläche, auf der sich ebenfalls ein Teich befindet. Die Verbindung zwischen diesen beiden Abrissen wird heute durch einen Sekundärabriß gebildet, der in den unterlagernden Tuffen liegt. Dieser Abriß ist ungefähr 100 m lang und hat eine Höhe von 8-10 m. Die Rutschscholle, die bei dieser Sekundärrutschung entstand, ist heute noch deutlich zwischen Verebnungsfläche und Abriß als ein parallel zum Abriß verlaufender Buckel von etwa 10 m Breite und maximal 30 m Länge zu erkennen. Die Abrißwand ist weitgehend von Basaltschutt überschüttet, so daß nur noch der obere Teil als Felswand zu erkennen ist. Im Abrißgraben liegen mehrere anmoorige Stellen.

Unterhalb dieser Abrißzonen und ihrer vorgelagerten Verebnungsflächen befindet sich die durch Buckel und Mulden gekennzeichnete Rutschmasse, die überwiegend aus Basaltschutt und verwittertem Tuff besteht. In der Nähe der Verebnungsflächen finden sich in der Rutschmasse auch Gesteine des Unteren Muschelkalks. Unterhalb der ältesten beschriebenen Verebnungsfläche befindet sich ein ca. 250 m langer Sekundärabriß, der bis in die Rutschmassen des jüngeren Rutschungsteils reicht. Die Komponenten des Basaltschuttmaterials haben im Mittel eine Größe von 30-40 cm und sind in eine feinkörnige, gelb-braune Matrix aus verwittertem Basalt und Tuff eingebettet. Im unteren Teil der Rutschmassen überwiegen deutlich die braunen, verwitterten Tuffe. Oberhalb der ersten Verebnungsfläche nimmt der Anteil an Basaltschutt deutlich zu. Unterhalb des oberen Teiches liegt im Westen eine größere Fläche, deren Rutschmassen aus Gesteinen des Unteren Muschelkalks bestehen. Innerhalb der gesamten Rutschmasse finden sich deutliche Sekundärabrissse, gekennzeichnet durch Verteilungen und vorgelagerte Verebnungsflächen. Auf diesen Verebnungsflächen und in Mulden bilden sich zahlreiche Naßstellen. Die Hangneigung von 15-20° verflacht im unteren Drittel, direkt unterhalb der Verebnungsfläche, bis auf ca. 5°. Der größte Teil der Rutschmasse ist heute mit Wald bewachsen. In den

Randbereichen der Rutschung finden sich auch Viehweiden.

Der Rutschungsfuß wird überwiegend aus verwitterten Tonsteinen der Bunten Tonsteinschichten (soRöo,t) gebildet, die heute auf Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins, den Thüringer Chirotherien-Sandsteinen i.e.S. (smS,X), liegen. Der Wulst um die Rutschungstirn erreicht den Ostrand des Dorfes Reulbach. Die dortigen Obstbäume zeigen keine Anzeichen für rezente Bewegungen.

Die Gleitfläche reicht durch die Bunten Tonsteinschichten und Quarzitschichten bis in die Braunroten Tonsteinschichten und hat damit eine Tiefenwirkung von 50-75 m Tiefe. Die Mächtigkeit der Rutschmassen im unteren Teil der Rutschung beträgt im Mittel etwa 20 m.

Mehrere Quellaustritte zwischen 650 und 660 m ü. NN dürften die Grenze Röt/Muschelkalk kennzeichnen. Die verwitterten Röttonsteine darunter sind stark durchfeuchtet und weisen teilweise breiige Konsistenz ( $I_c=0,3$ ;  $w_n=0,295$ ) auf. Weitere Quellen, die auch die beschriebenen Teiche mit Wasser versorgen, entspringen an der Schichtgrenze zwischen Tuffen und dem überlagernden Basalt.

Ursache und Zeit der Entstehung sind nicht bekannt. Hauptursache dürfte auch hier die Vernässung und die Verwitterung der Röttonsteine gewesen sein. Die Gesteine des Oberen Röt müssen dabei breiartig ausgefloßen sein. Ein Beispiel für eine solche Rutschung SE-lich von Reulbach beschreiben LAEMMLEN & HANSEN (1994). Durch anfängliche Rutschungen, die unter Umständen nur die Röt/Muschelkalkgrenze betrafen, könnte es zu einer Versteilung des Hangs und einer Schwächung des Böschungsfußes gekommen sein, die zu weiteren Rutschungen führten, in die dann auch die vulkanischen Ablagerung mit einbezogen worden sind. Für diese Theorie sprechen mehrere kleinere Rutschungen unmittelbar nördlich und südlich der Rutschung Reulbach, die sich auf die Röt/Muschelkalkgrenze beschränken. In der Rutschung Reulbach selbst finden sich Indizien für mindestens drei unterschiedliche Entwicklungsphasen, auf die in Kapitel 8 noch genauer eingegangen wird.

Anzeichen für rezente Bewegungen der Rutschmasse wurden nicht gefunden. Die Rutschmassen sind soweit konsolidiert, daß auch die Anlage eines Sportplatzes im unteren Teil der Rutschung und ein Einschnitt im Bereich des Rutschungsfußes für den Bau einer Maschinenhalle keine Reaktivierung bewirkte. Im deutlich ausgebildeten Abrißbereich könnten allerdings bei ungünstigen Witterungsbedingungen erneute Teilbewegungen ausgelöst

# Rutschung Reulbach (FD-EH 1)

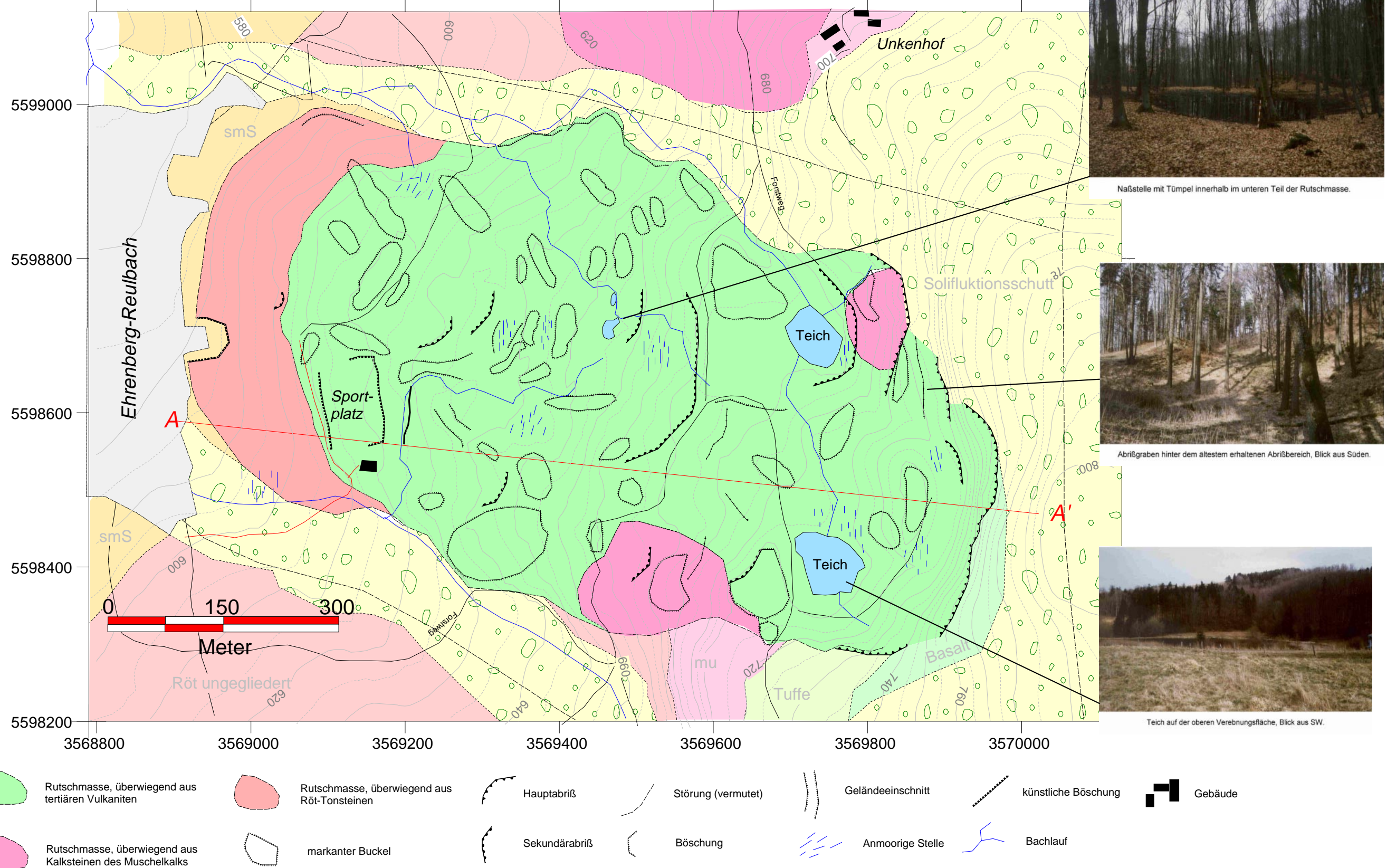


Abb. 6.26: Detaillkarte der Rutschung Reulbach (FD-EH 1)  
(Profil siehe Abb. 8.7, Kap. 8)

werden. An der Abrißkante lösen sich einige Basaltsäulen, die z.T. schon Kluftöffnungen von bis zu 20 cm aufweisen (Abb. 6.27). Frischer Basaltschutt unterhalb des südlichen Abrisses läßt vermuteten das sich in jüngerer Zeit größere Basaltbrocken aus der Felswand gelöst haben.



Abb. 6.27: Klaffende Spalte zwischen einer Basaltsäule und den anstehenden Basalten der Abrißwand im April 1997

Hinweise dafür gibt eine auf Luft- und Satellitenbildern deutlich zu erkennende Fotolineation, die parallel hinter dem Abriß verläuft und auf eine erhöhte Wasserführung hinweist. Im Bereich dieser Lineation ist es nach Aussage eines Anwohners Anfang der 90er Jahre nordöstlich des Unkenhofes im Solifluktionsschutt zum Auftreten einer kleinen beschränkt ausgebildeten Rutschung gekommen, die einen ungefähr 10 m langen Abriß gebildet hat, der 30-40 cm Versatz aufweist.





Abb.6.28: Sekundärabriß einer beschränkt ausgebildeten Rutschung nordöstlich des Unkenhofs (Aufnahme April 1998)

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine latente, rückschreitende komplexe (bzw. zusammengesetzte) Rutschung, mit den Rutschungstypen „Gleiten“; „Fließen“ und „Kippen“ bzw. um eine kombinierte Rutschung.



Abb. 6.29: Blick von SW auf die Rutschung Reulbach. Unterhalb des Rutschungsfußes sind die Gebäude von Reulbach zu erkennen.

### 6.3.5 Rutschung Eiskaute (Röt/Muschelkalk/Tuffe/Basalte) - FD-HI 13

**TK 25: 5426 Hilders**

**R 3573650 / H 5601460**

Länge der Rutschung **L: ca. 1000 m**

Breite der Rutschung  **$W_d$ : 650 m**

Max. Höhenunterschied **H: 170 m**

Die Rutschung Eiskaute befindet sich am NW-Hang des Gerstensteins, ca. 1 km SE-lich von Batten, einem Ortsteil von Hilders. Sie gehört mit fast 1 km<sup>2</sup> zu den größten Rutschungen im Arbeitsgebiet. Im Gegensatz zur Rutschung Reulbach, bei der eine ähnliche geologische Ausgangssituation vorliegt, ist der Hauptabriß der Rutschung Eiskaute (FD-HI 13) sehr flach und undeutlich ausgeprägt.

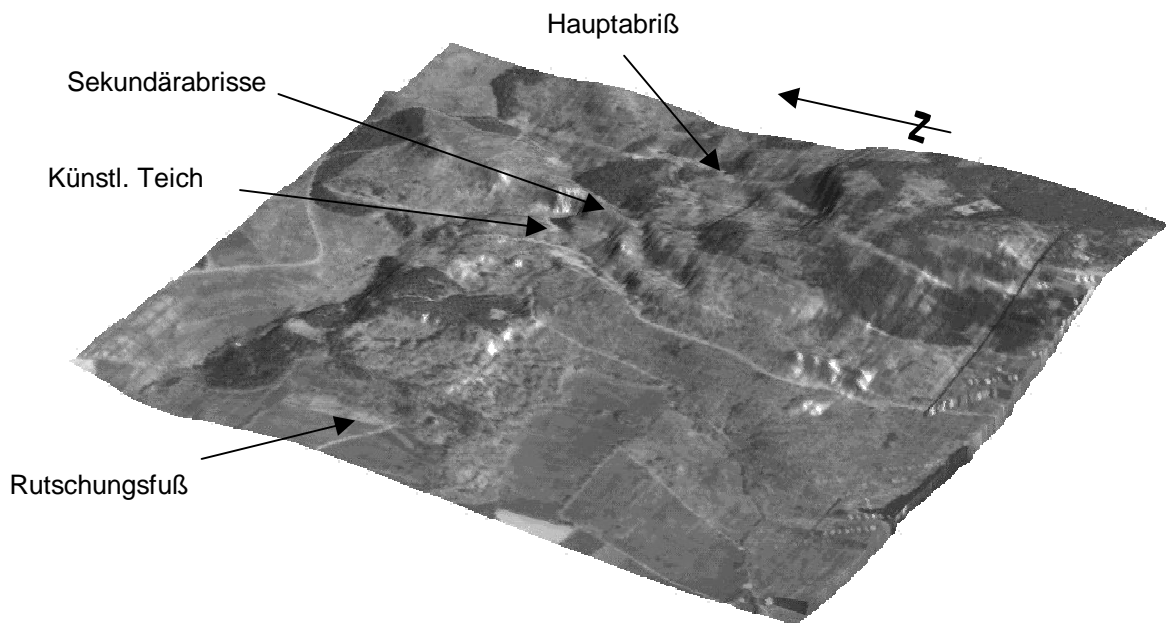


Abb. 6.30: 3D-Darstellung der Rutschung Eiskaute (FD-HI 13), 2,5-fach überhöht, Blick aus WSW. Die bewaldete Rutschmasse ist deutlich zu erkennen.

Der flache und undeutlich ausgeprägte Abriß verläuft zwischen 700 und 740 m ü. NN und hat eine Länge von ca. 800 m. Er ist komplett mit Laubwald bestanden und im Gelände nur als durchlaufende Versteilung zu erkennen. Diesem Abriß vorgelagert findet man größere Buckel aus Basaltblöcken, eingebettet in braune Verwitterungsbildungen als Matrix. Die größten Buckel

sind bis 150 m breit und max. 50 m lang. Oberhalb dieser Buckel treten z.T. deutlich ausgebildete Sekundärabrisse auf (Abb. 6.29). Im zentralen Teil unterhalb des Hauptabrisse ist auf ungefähr 685 m ü. NN eine kleine Verebnungsfläche entstanden. Auf dieser Verebnung liegen einige Nasstellen, die kleinen Wasserläufen als Quellregion dienen.

Ungefähr zwischen 680 m und 670 m ü. NN liegen zwei deutliche Sekundärabrisse (Abb. 6.31), an deren NW-Ende ein künstlicher Teich von ca. 50 m Durchmesser aufgestaut ist. Im Bereich der Wasserfläche besteht der Untergrund aus gelben bis dunkelgrauen basaltischen Verwitterungsprodukten. Die Verebnungsfläche vor diesem Sekundärabriß weist viele kleinere Quellen (Abb. 6.32) auf und ist stark anmoorig.



Abb. 6.31: Sekundärabriß mit davor liegender Verebnungsfläche (Aufnahme April 1998)

Die Rutschmasse unterhalb der Wasserstellen ist morphologisch durch Buckel und Mulden geprägt (Abb. 3.35). Die Buckel sind halbkreisförmig (Abb. 6.34) angeordnet und sind zwischen 50 m und 150 m breit und 10-30 m lang. In den Mulden zwischen den Buckeln befinden sich kleine anmoorige Stellen. Diese werden als Fließformen gedeutet. Sie treten gehäuft im Ausstrich des Unteren Muschelkalks auf. Der Untere Teil der Rutschmassen liegt auf Gesteinen des Oberen Buntsandsteins und zeigt deutlich weniger Buckel und Mulden. Die Rutschmassen bestehen an der Oberfläche aus Basaltschutt und Tuff sowie deren Verwitterungsprodukten.





Abb. 6.32: Quellaustritt am Fuß des Sekundärabrisses (Aufnahme April 1998)

Die Rutschung endet mit ihrem Rutschungsfuß etwa auf 570 m ü. NN. Im nördlichen und südlichen Teil zerteilt sich der Rutschungsfuß in zwei kleinere Sekundärrutschungen, die bis auf circa 530 m ü. NN hinab reichen.

Die Gleitfläche dürfte in 30-50 m Tiefe unter heutiger Geländeoberfläche liegen. Die geschätzte Mächtigkeit der Rutschmassen beträgt im unteren Teil der Rutschung 15 m bis 25 m.

Die oberen Quellaustritte und Naßstellen zwischen 680 und 690 m ü. NN markieren die Grenze zwischen Tuffen und überlagernden Basalten, die hier von der Solifluktsdecke bzw. von der Rutschmasse verdeckt ist. Die zwischen 630 und 640 m ü. NN auftretenden Naßstellen und Quellen markieren die Lage der Röt/Muschelkalkgrenze.

Die auslösenden Faktoren und die Zeit der Entstehung der Rutschung Eiskaute sind nicht bekannt. Geologische Ursache dürfte eine Rutschung in der wasserübersättigten Verwitterungsdecke aus tertiären Vulkaniten gewesen sein. Die durch Fließen talwärts bewegten Rutschmassen dürften den Hang im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze soweit destabilisiert haben, daß weitere Rutschungen ausgelöst wurden. Die deutlichen Sekundärabriss unterhalb der ersten Verebnungsfläche lassen sich zumindest so erklären.

Der ursprüngliche Hang dürfte von einer Solifluktsdecke aus vulkanischen Gesteinen bedeckt gewesen sein, wie man sie heute noch in Form von verdeckten Blockmeeren findet. Diese Solifluktsdecke besteht aus



Vulkaniten, die deutliche Spuren von tropischer Verwitterung zeigen und so mächtig sind, daß sie die Rutschung im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze fast völlig verdecken. Die flache, undeutliche Ausbildung des Abrisses ist wahrscheinlich auf die wenig harten, tiefgründig verwitterten Basalte und Tuffe zurückzuführen.



Abb. 6.34: Buckel aus Basaltblöcken unterhalb des künstlichen Teiches (Aufnahme April 1998).



Abb. 6.35: Künstlicher Teich unterhalb der Sekundärabrisse (Aufnahme April 1998)

Rutschung Eiskaute (FD-HI 12)

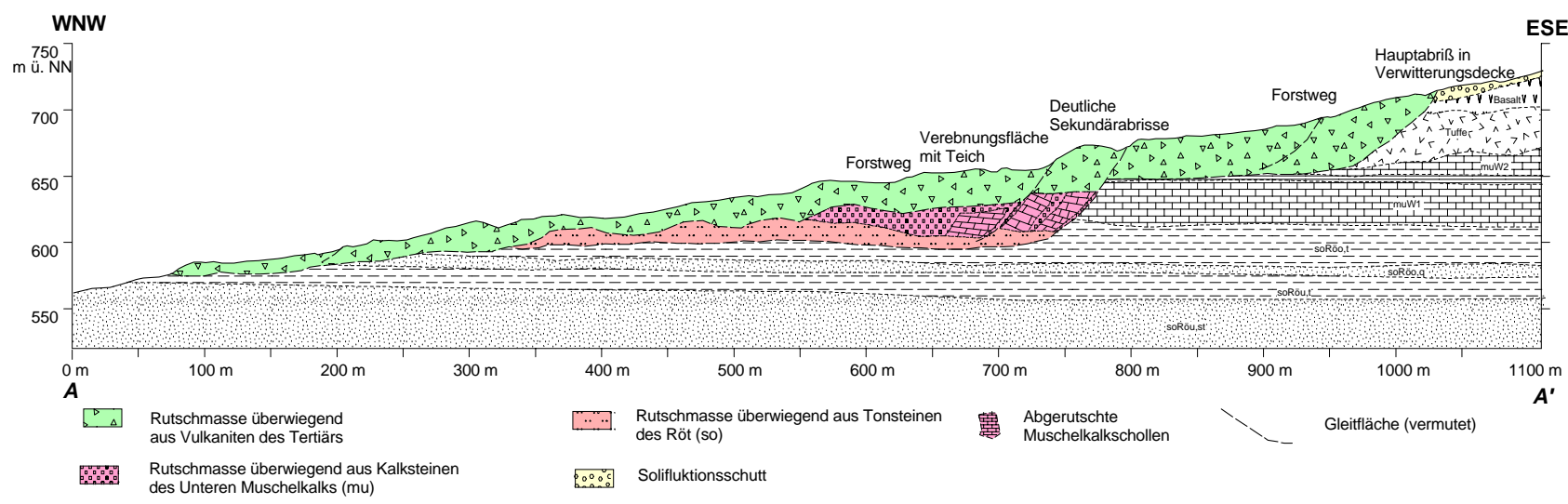
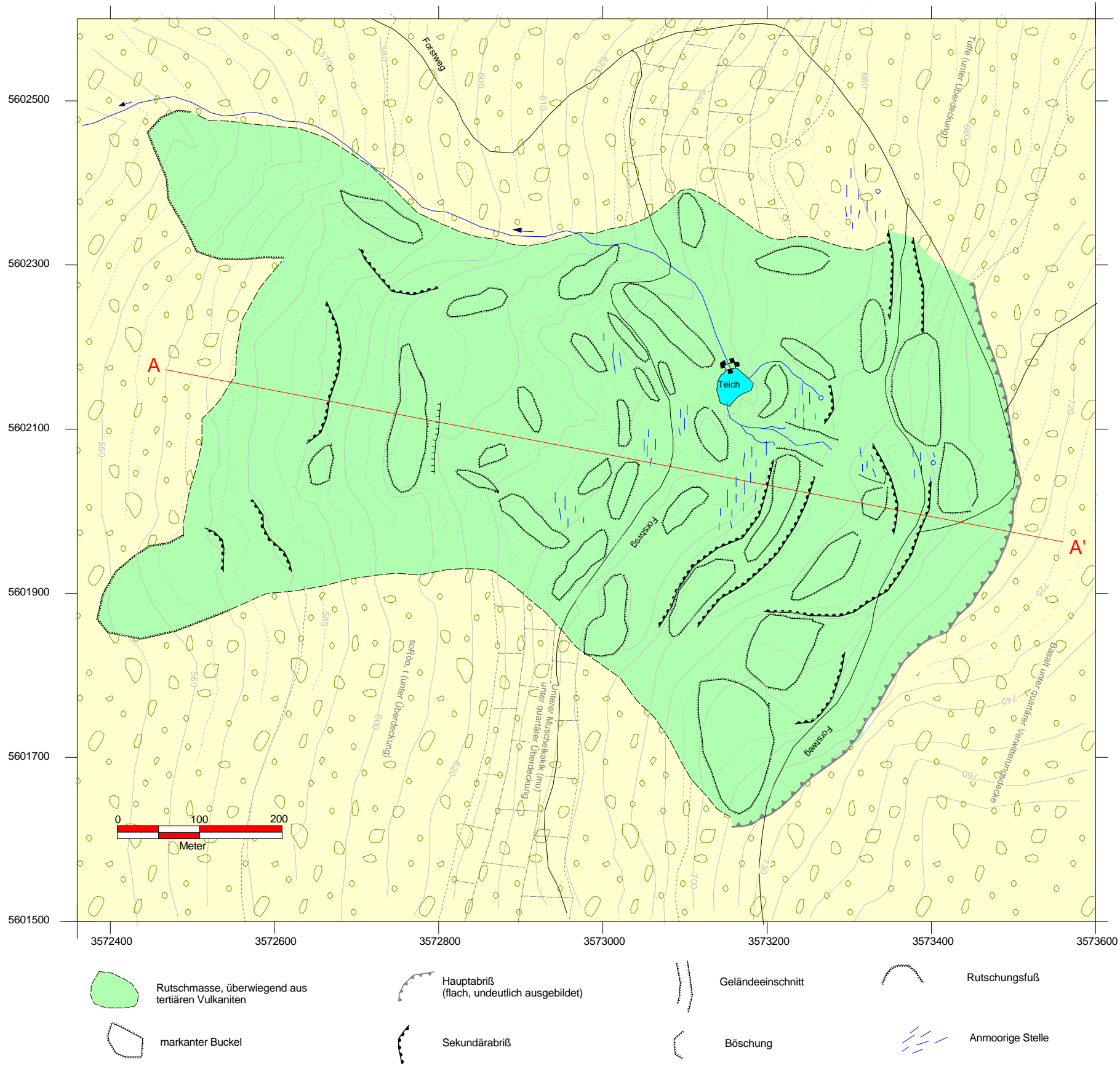


Abb. 6.33: Karte der Rutschung Eiskaute mit Profil A-A'

Das Gebiet der Rutschung ist mit Wald bestanden, dessen Baumbestand keine Anzeichen für rezente Aktivitäten erkennen läßt.

Nach dem UNESCO Multilingual Landslide Glossary (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine fossile, fortschreitende zusammengesetzte Rutschung, der Rutschungstypen „Fließen“ und „Gleiten“ bzw. um eine kombinierte Rutschung.

#### 6.3.6 Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-EH 19

**TK 25: 5426 Hilders**

**R 3570220 / H 5593640**

Länge der Rutschung **L: 750-850 m**

Breite der Rutschung  **$W_d$ : 500 m**

Max. Höhenunterschied **H: 130 m**

Die Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher liegt am NNE Hang des Ottilienstein, ca. 2 km südlich der Gemeinde Ehrenberg-Wüstensachsen direkt unterhalb der B 278. Teile der B 278 wurden Anfang 1984 durch eine Reaktivierung der Rutschung beschädigt. Während der Sanierungsarbeiten wurden vom Amt für Straßen- und Verkehrswesen Fulda Bohrungen abgeteuft und Bewegungsmessungen mit Inklinometern vorgenommen.

Das gesamte von der Rutschung betroffene Gebiet ist heute Naturschutzgebiet.

Von der Rutschung betroffen sind Gesteine des Röts (soRöo,t), des Muschelkalks (muW1 bis muW2) und tertiäre Vulkanite (Basalte).

Der ca. 300 m lange Hauptabriß verläuft ungefähr auf einer Höhe von 770 m ü. NN in Basalten und ist etwa 200 m von der B 278 entfernt. Seine Höhe beträgt 4-8 m. Ihm vorgelagert ist ein mit Hangschutt verfüllter Abrißgraben, der heute noch eine Tiefe von 1-2 m hat und 10-20 m breit ist. Der ganze Bereich ist stark durchnäßt und bildet den Quellbereich eines kleinen Baches. Danach folgt eine Verebnungsfläche, die den Sackungsraum markiert und eine



Länge von maximal 150 m und eine Breite von ungefähr 200 m hat.

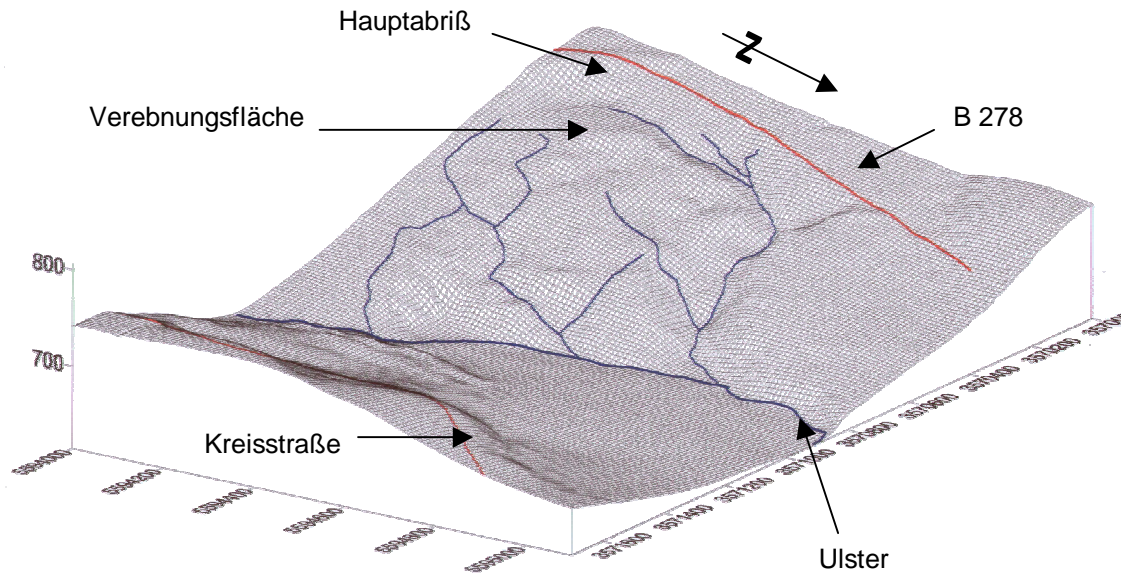


Abb. 6.36: Blockbild der Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher (2-fach überhöht), Blick aus NE. Außerdem sind die Bachläufe auf dem Rutschhang sowie die wichtigsten Straßen dargestellt.

Die Rutschmasse besteht im Oberen Teil aus großen Basaltblöcken von bis zu 10 m Durchmesser (Abb. 6.37). Zwischen 740 und 700 m ü. NN lassen sich fünf deutliche Sekundärabrisse erkennen. Ab 710-700 m nimmt der Anteil von Röt-Tonsteinen kontinuierlich zu und überwiegt im unteren Teil der Rutschung die basaltischen Bestandteile der Rutschmasse deutlich. Kalksteine des Unteren Muschelkalks sind nur in Bohrungen angetroffen worden.

Die seitliche Abgrenzung der Rutschung wird im NW durch ein steiles Tal gebildet. Der Bach, der dieses Tal eingeschnitten hat, wird zum einen von der Quelle direkt am Hauptabriß gespeist, zum anderen von einem stark vernästen Bereich unterhalb der B 278. In diesem Bereich kam es 1984 zu Bewegungen, die zur Rißbildung im Belag der B 278 führten. Die seitliche Begrenzung im SE der Rutschung ist besonders im oberen Teil der Rutschung weniger markant, da auch der anschließende Hangbereich eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Rutschungsmorphologie besitzt. Der Rutschungsfuß reicht teilweise bis an die Ulster heran. Dort finden sich an Prallhängen zahlreiche kleinere Sekundärrutschungen.

Die Tiefe der Gleitfläche wird im NW Teil der Rutschung zwischen 16 und 25 m angenommen. Im zentralen Teil vor dem Hauptabriß dürfte die Gleitfläche in 35-40 m Tiefe liegen und reicht bis an die Quarzitschichten. Der vertikale Versatz der Rutschung beträgt ungefähr 10 m.



Abb. 6.37: Angerundete Basaltblöcke im Oberen Teil der Rutschmassen, unterhalb der Verebnungsfläche (Foto: April 1998).

Zwischen 760 und 770 m ü. NN finden sich zahlreiche Naßstellen, die häufig zur Bildung kleiner Wasserläufe führen. Ein weiterer Quellhorizont liegt zwischen 700 und 730 m ü. NN.

Die Rutschmasse ist komplett bewaldet. Der Baumbestand läßt keine eindeutigen Rückschlüsse auf rezente Bewegungen erkennen. Der Verlauf der Ulster direkt am Rutschungsfuß wirkt sich stabilitätsmindernd aus. Ein Gefährdungspotential besteht besonders in der Abrißzone der Rutschung, da diese von der B 278 mehrfach geschnitten wird, oder nur max. 200 m von der Straße entfernt ist.

Ursache und Zeit der Entstehung der Rutschung sind nicht bekannt. Ursache dürfte die Verwitterung und Durchweichung von Röttonsteinen gewesen sein. Der heutige Verlauf der Ulster im Bereich des Rutschfußes könnte ein Hinweis auf die Unterschneidung des Röt-Hanges durch die Ulster sein. Dies würde bedeuten, daß die Bewegungen im Bereich des Röt angefangen haben. Durch rückschreitende Entwicklung wurden dann auch die überlagernden Kalksteine und Vulkanite mit einbezogen. Ursache für die Reaktivierung der Rutschung Anfang 1984 dürften die damaligen niederschlagsreichen Jahre gewesen sein, die z.B. auch bei Dietges zur Zerstörung der B 458 durch Hangbewegungen führten.

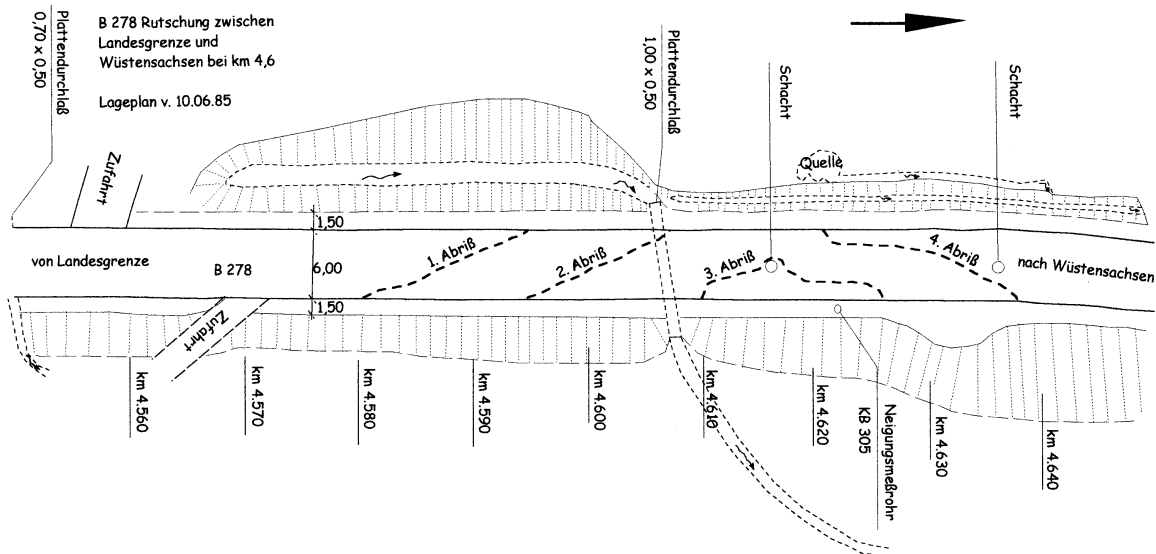


Abb. 6.38: Plan der Straßenschäden vom Frühjahr 1984 und Lage der Bohrung 305 (Quelle: Amt für Straßen- und Verkehrswesen Fulda)

Um die Ursache für die Straßenschäden (Abb. 6.38) zu untersuchen, wurden vom Amt für Straßen- und Verkehrswesen Fulda 1984 vier Bohrungen (Abb. 6.39) mit Endtiefen zwischen 18 und 38 m abgeteuft. Alle vier Bohrungen wurden als Inklinometermeßstellen ausgebaut.

Während die Inklinometermessungen in den Bohrungen KB 304, KB 305 und KB 306 keine oder nur unbedeutende Bewegungen zeigten, wurden in der Bohrung KB 303 etwa 50 mm Bewegung gemessen (Abb. 6.39). Die Bohrung KB 303 liegt ca. 60 m hinter dem Sekundärabriß, der oberhalb der B 278 verläuft und damit außerhalb des als Rutschmasse zu erkennenden Areal. Die Bohrung hat eine Endteufe von 38 m. Die obersten 15 m werden von verwitterten Basalten und Tuffen gebildet. Darunter folgen bis in ca. 36 m Tiefe Kalksteine des Unteren Muschelkalks (muW1). Ab 36 m wurden rotbraune Tonsteine des Röt (soRöö,t) angetroffen. Auch bei der Bohrung KB 304 wurde unter einer ca. 15 m mächtigen Decke aus verwitterten Vulkaniten Kalksteinmaterial angetroffen. Bei der Bohrung KB 305 wurde schon unter einer nur 3 m mächtigen Basaltschuttdecke Kalkstein erbohrt. Um so erstaunlicher ist, daß in Bohrung KB 306 bis zur Endteufe von 34 m nur verwitterte Basalte und Tuffe erbohrt wurden, da der Abstand zu KB 305 nur ungefähr 25 m beträgt. Hier muß zwischen den beiden Bohrungen ein ehemaliger Abriß angenommen werden, der heute von einer Basaltschuttdecke überdeckt ist.

## Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher (FD-EH 19)

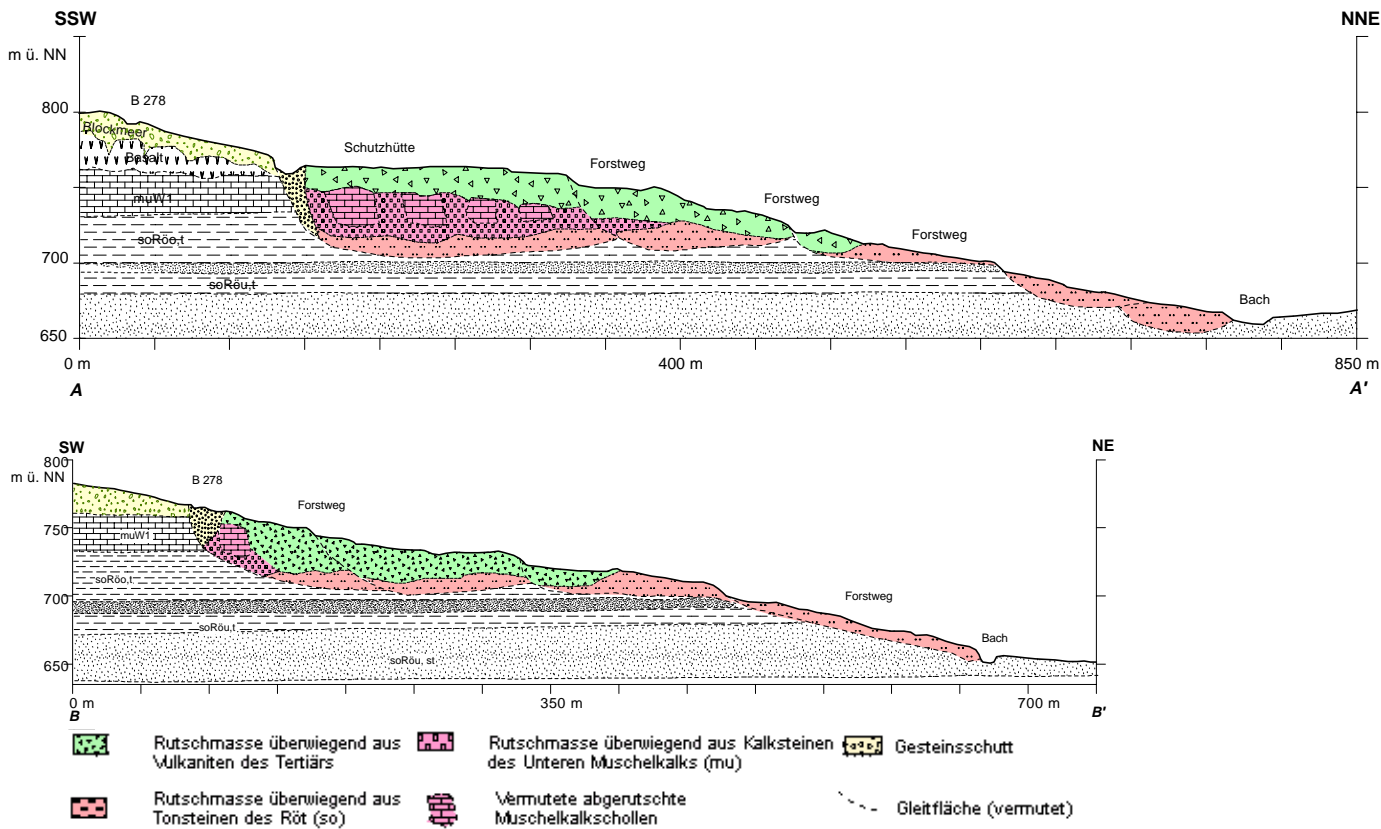
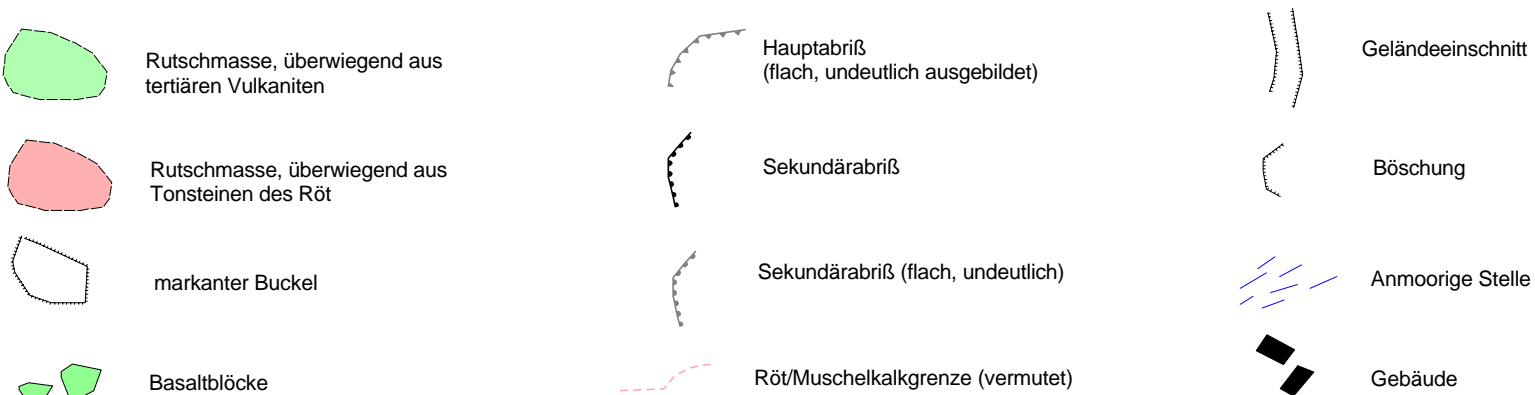
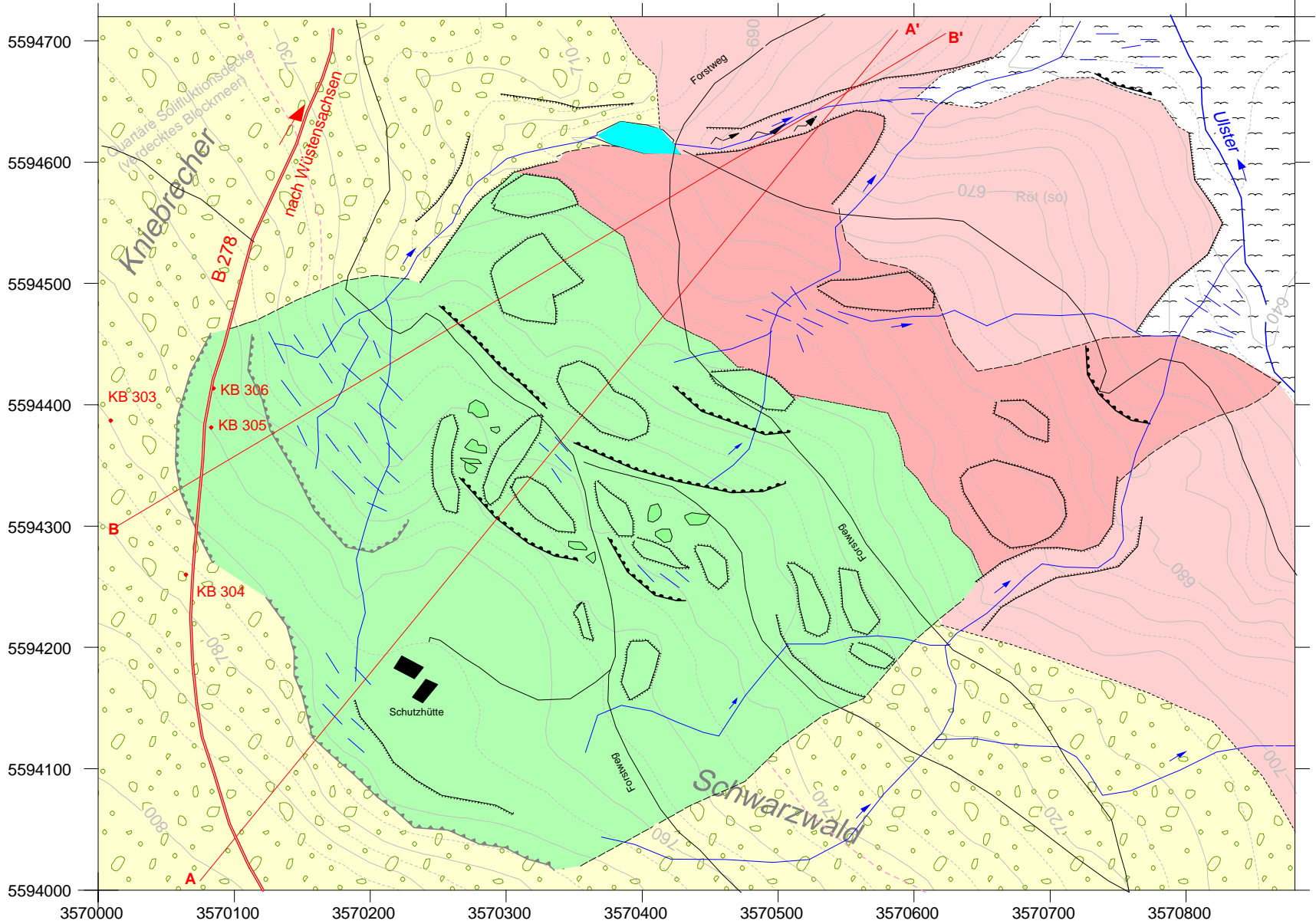


Abb. 6.39: Karte der Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher mit den Profilen A-A' und B-B'



Bisher wurde die Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher in den geologischen Karten immer als eine Basaltrutschung dargestellt, was darauf zurückzuführen ist, daß die deutlich sichtbare Rutschmasse aus Basaltgeröll besteht. Nach dem Ergebnis der Bohrungen und Inklinometermessungen zeigt sich, daß der eigentliche Rutschvorgang an der Grenze Röt/Muschelkalk stattgefunden haben muß (Abb. 6.40). Die Ergebnisse der Inklinometermessungen in KB 303 zeigen, daß die Bewegungen bis weit in den Muschelkalk hinunter reichen und einen Bereich erfassen, in dem an der Oberfläche noch keine sichtbaren Hinweise auf tiefgründige Hangbewegungen erkennbar sind. Nach den Ergebnissen der Bohrungen ist die Rutschmasse im oberen Teil der Rutschung mit einer 3-40 m mächtigen Decke aus verwitterten Basalten und Tuffen verdeckt.

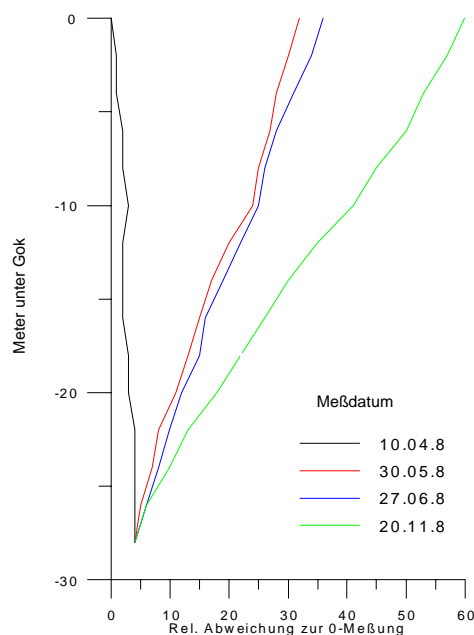


Abb. 6.40: Inklinometermeßergebnisse der Bohrung KB 303

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine latente, rückschreitende zusammengesetzte Rutschung, der Rutschungstypen „Gleiten“ und „Fließen“ bzw. um eine kombinierte Rutschung.



### 6.3.7 Rutschung Habelsberg (Röt-Muschelkalk-Basalt) - FD-TA 4

**TK 25: 5325 Spahl**

**R: 3569800 / H: 5611770**

Länge der Rutschung **L: 520 m**

Breite der Rutschung  **$W_d$ : 500 m**

Max. Höhenunterschied **H: 150 m**

Im NE der Gemeinde Habelsberg (Tann/Rhön) befindet sich am SW-Hang des Habelsbergs ein klassischer Rutschhang. Der steile Abriß in den Basalten ist so markant, daß die Felswand als Habelstein bezeichnet wird. Das ganze Areal der Rutschung gilt als flächenhaftes Naturdenkmal und ist als Naturschutzgebiet ausgewiesen.

Die Rutschung tritt an der Grenze Röt/Muschelkalk auf und greift auf überlagernde Tuffe und Basalte über. Abriß, Sackungsraum (Verebnungsfläche mit grabenartiger Eisenkung vor dem Abriß) und Rutschmasse (Sackungsmasse und Akkumulation) sind z.T. noch im Detail zu erkennen.

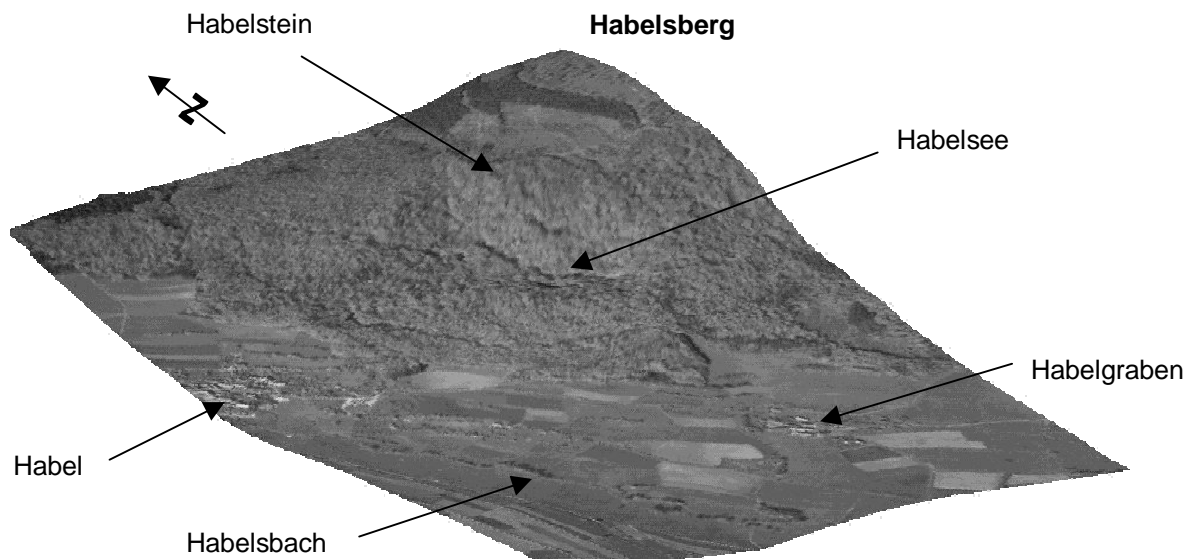


Abb. 6.41: 3D-Darstellung der Rutschung Habelsberg (1,5-fach überhöht), Blick aus S.

Die Oberkante des Abrisses verläuft ca. 640 m ü. NN und hat eine Länge von ca. 400 m. Ungefähr in der Mitte des Abrisses findet sich ein etwa 50 m langer Sekundärabriß, dessen Oberkante bei 650 m ü. NN liegt. Der Abriß befindet sich in Basalten und folgt den säulenförmigen Trennflächen. Im Bereich des

Habelsteins ist die Abrißfläche auf einer Höhe von 30 bis 40 m freigelegt, die Verebnungsfläche liegt 70-80 m tiefer auf ca. 570 m ü. NN. Der Abriß in seiner heutigen Form ist das Ergebnis einer felssturzartigen Sekundärrutschung im oberen Teil des Hanges mit seinen tertiären Tuffen und den überlagernden Basalten. Der ursprüngliche Abriß dürfte ca. 100 m vor dem heutigen gelegen haben. Dem Abriß vorgelagert sind große Mengen an Basaltschutt, die einen Teil der grabenartigen Einsenkung auffüllen. Einen Hinweis auf die Lage des ursprünglichen Abrisses gibt ein etwa 150 m langer und 50 m breiter Abrißgraben unterhalb des NE-lichen Endes des heutigen Hauptabrisses (Abb. 6.42). Unterhalb dieses mit Gesteinsschutt verfüllten Abrißgraben liegt ein ungefähr 200 m breiter und 300 m langer Block aus Unterem Muschelkalk, dessen Schichtverband noch weitgehend erhalten ist, so daß er auf den ersten Blick als ungestörter, anstehender Muschelkalk wirkt.



Abb. 6.42: Abrißgraben NE-lich des heutigen Hauptabrisses, von der Verebnungsfläche her aufgenommen (April 1998), rechts der obere Teil des Blockes aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalkes.

Die Verebnungsfläche vor dem ursprünglichen Abriß und ihre grabenartige Einsenkung ist auf Bewegungen an der Röt/Muschelkalkgrenze zurückzuführen. Dieser Graben hat eine Länge von ungefähr 300 m und ist maximal 50 m breit. An seiner tiefsten Stelle befindet sich ein 50 m mal 30 m großer natürlicher Teich, der Habelsee, der in niederschlagsarmen Sommern trocken fällt. Im NW-lichen Teil des Grabens liegen große Schollen aus Basalt (Abb. 4.43).

Der Übergang zu den unteren Rutschmassen ist durch Buckel von max. 100 m Breite und 50 m Länge gekennzeichnet (Abb. 4.44), die von großen Muschelkalkschollen gebildet werden. Diese Muschelkalkschollen werden talwärts immer kleiner und vermischen sich mehr und mehr mit Tonsteinen des Oberen Röts. Die Rutschmassen lassen sich bis ca. 500 m ü. NN nachweisen und enden am Übergang von Wald zu Ackerland. Im westlichen Teil der Rutschung treten in den unteren Rutschmassen auch große Blöcke von Basalt auf, die bis ca. 530 m ü. NN herunterreichen. In der Rutschmasse selbst finden sich kleinere Sekundärabrisse und Naßstellen.



Abb. 6.43: Abgestürzter Basaltblock im NW-lichen Teil des Abrißgrabens (Foto April 1998).

Die Gleitfläche ist zweigeteilt und liegt wahrscheinlich in 30-50 m Tiefe in Tonsteinen des Oberen Röts bzw. in tertiären Tuffen.

Das Gebiet der Rutschung ist mit Wald bestanden. Im direkten Umfeld der Rutschung befindet sich oberhalb der Abrißkante eine Schutzhütte und auf dem Rutschungsfuß der Karnhof. Rezente Anzeichen für Bewegungen wurden nur in Form von kleineren Steinschlägen unterhalb der Felswand beobachtet. Einige Basaltblöcke im mittleren Teil der Rutschung sind z.T. am Fuß von Oberflächenwasser soweit unterspült, daß auf Dauer die Gefahr des Abkippen nicht auszuschließen ist.



# Rutschung Habelsberg (FD-TA 4)

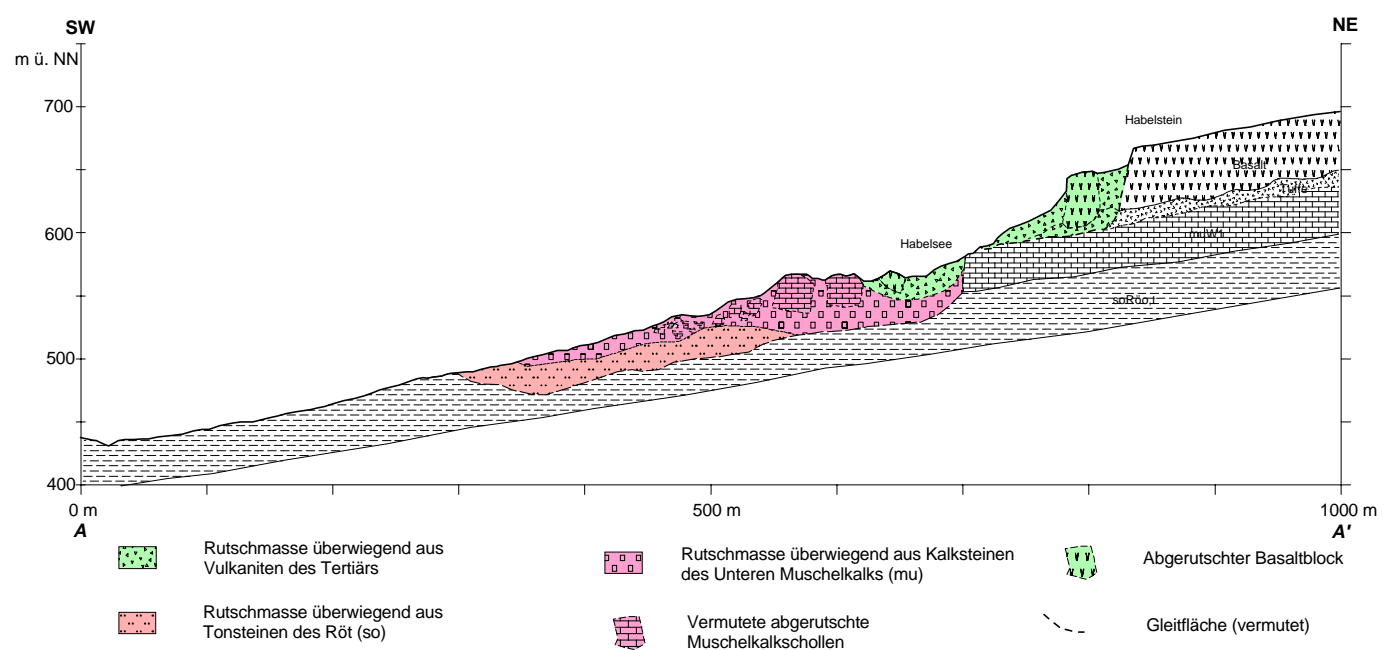
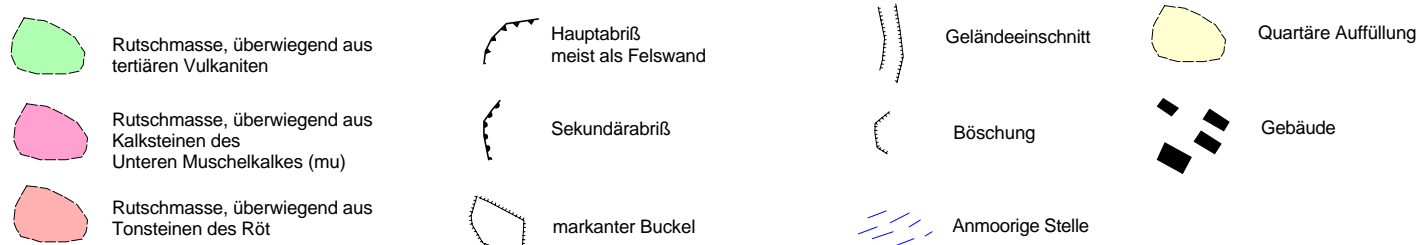
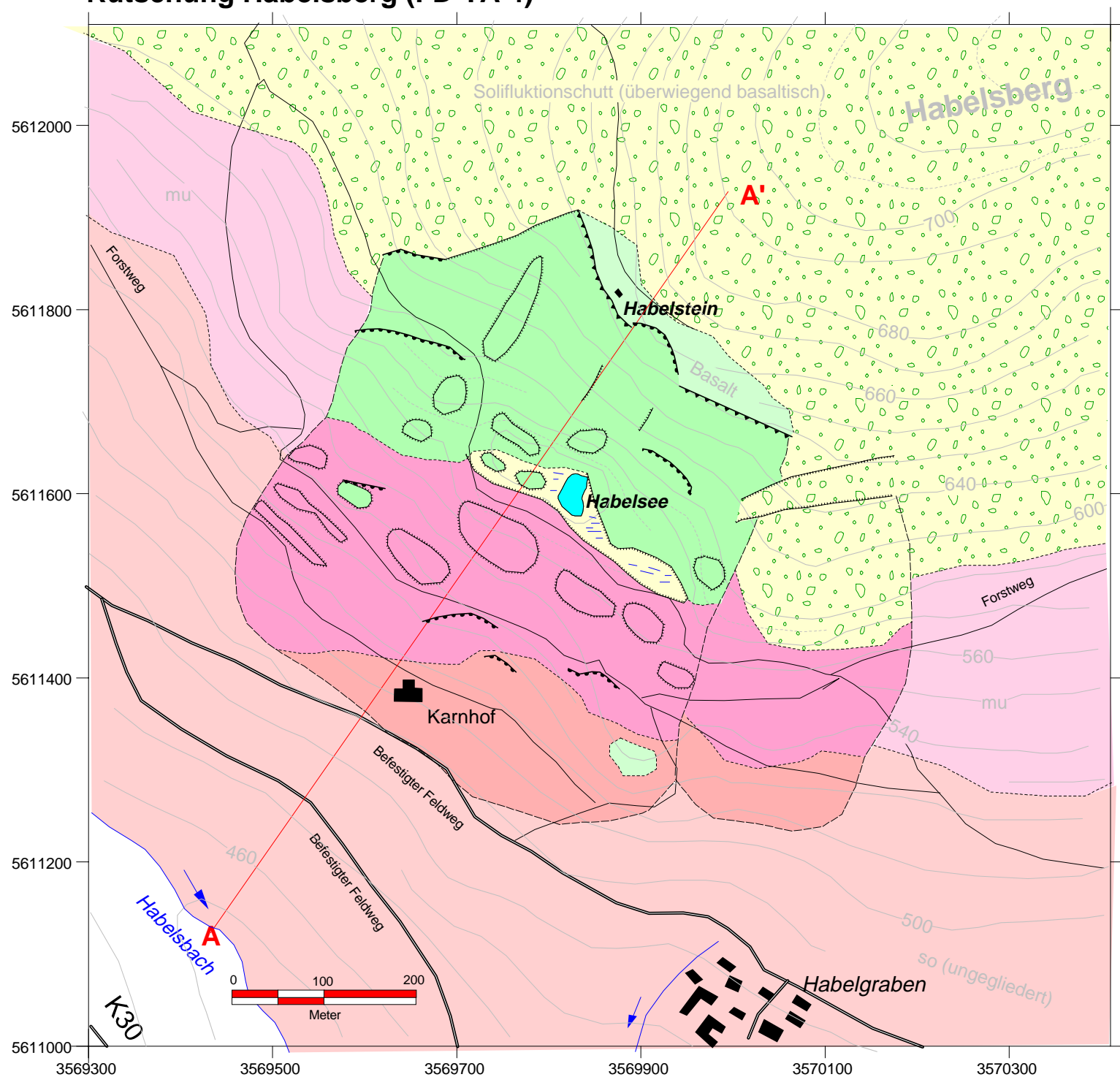


Abb. 6.45: Rutschung Habelsberg mit Profil A-A'



Abb. 6.44: Buckel aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks auf der Verebungsfläche vor dem Abrißgraben direkt vor dem Habelsee (Foto April 1998).

Ursache und Zeit der Entstehung der Rutschung sind nicht bekannt. Ursache dürfte die Verwitterung und Durchnässung von Röttonsteinen gewesen sein. LAEMMLEN (1994) vermutet die Entstehungszeit zwischen der jüngsten Eiszeit und der frühen Nacheiszeit (Atlantikum; 6000-4000 Jahre). Hinweise auf noch weiter zurückliegende Massenbewegungen in dieser Gegend finden sich in der Gemeinde Habel, wo die Kirche auf einer Rutschscholle aus Muschelkalk errichtet wurde.

Die Rutschung Habelsberg (FD-TA 4) wurde durch Bewegungen ausgelöst, die wahrscheinlich zunächst nur die Röt/Muschelkalkgrenze betrafen. Damit kam es zu einer Versteilung des Hangs und einer Schwächung des Böschungsfußes, die zu weiteren Sekundärrutschungen führten, die dann auch die vulkanischen Ablagerung mit einbezogen haben. Ein leichtes Schichteinfallen der Kalksteine des Unteren Muschelkalkes (muW1) von ca. 5-10° nach SW (220/10) wirkte dabei ebenfalls destabilisierend.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine latente, rückschreitende zusammengesetzte (bzw. komplexe) Rutschung, des Rutschungstyps „Gleiten“ bzw. „Fallen“.

### 6.3.8 Rutschung Ehrenberg E-Hang (Tuffe-Basalt) - FD-EH 14

**TK 25: 5426 Hilders**

**R 3570860 / H 5598300**

Länge der Rutschung **L: ca. 720 m**

Max. Breite der Rutschung  **$W_d$ : 500 m**

Max. Höhenunterschied **H: 160 m**

Die Rutschung FD-EH 14 befindet sich in einem Waldstück am Osthang des Ehrenberges, ca. 500 m NW-lich von Melperts (Gemeinde Ehrenberg).

Die Rutschung tritt an der Grenze von tertiären Tuffen zu Basalten auf. Die Nähe zur Röt/Muschelkalkgrenze hatte offenbar bei der Rutschung Ehrenberg E-Hang keinen Einfluß auf den Bewegungsablauf.

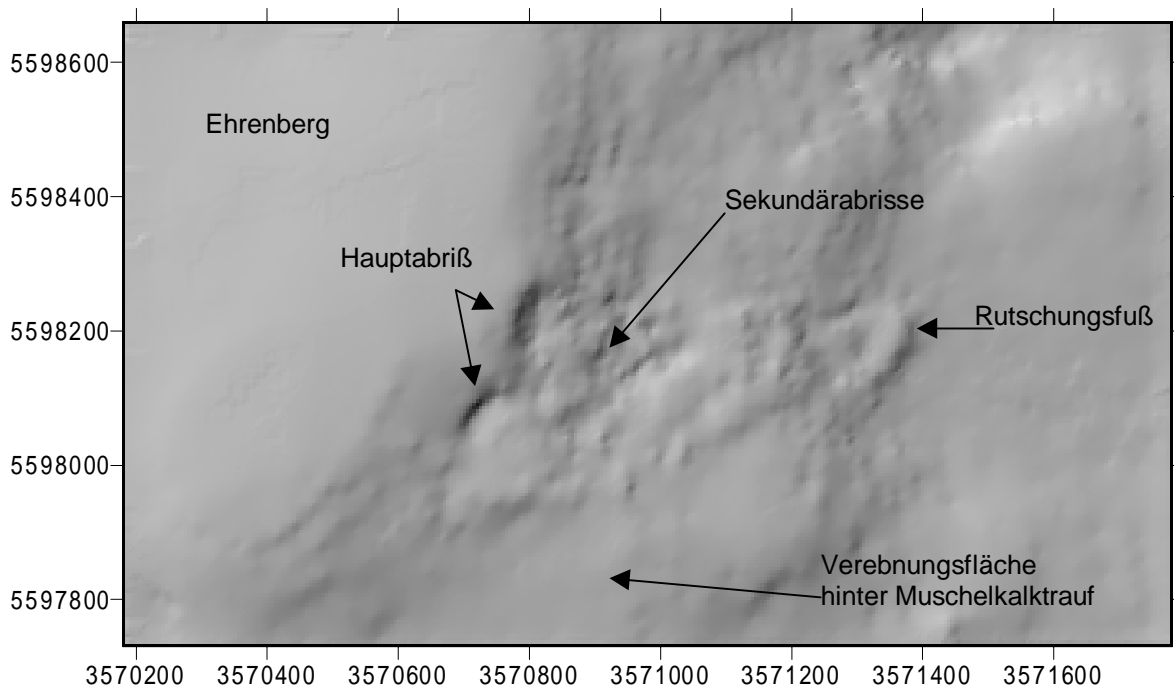


Abb. 6.46: Die Abbildung zeigt die Rutschung Ehrenberg E-Hang (FD-EH 14) als sog. „Shaded Relief“, die imaginäre Lichtquelle kommt dabei aus NW. Bei dieser Abbildungsart tritt die unruhige Morphologie der Rutschmassen deutlich hervor, ebenso Abrißkanten.

Die Oberkante des deutlichen Abrisses liegt zwischen 780 und 770 m ü. NN, hat eine Länge von ca. 450 m und streicht NNE-SSW. Der Abriß befindet sich in Basalten und bildet eine stellenweise bis zu 10 m hohe Felswand. Dem Abriß



vorgelagert ist ein Graben von ungefähr gleicher Länge, einer Breite von max. 10 m und einer Tiefe von 2-3 m. Im Graben finden sich viele Basaltblöcke aus der Abrißwand, die den Graben zum Teil schon vollständig aufgefüllt haben. Auf der Verebnungsfläche vor dem Abriß finden sich einige größere Buckel aus Basaltblöcken unterschiedlichster Größe. Zwischen diesen Buckeln und im Graben vor dem Abriß treten vereinzelt Naßstellen auf. Die Verebnungsfläche ist ca. 50-70 m lang und mit 400 m Breite nur vor dem zentralen Teil des Abrisses vorhanden. Das Ende der Verebnung im Osten wird von einigen Sekundärabrissen markiert, denen z.T. noch einige Buckel aus Basaltschutt vorgelagert sind.

Die Hauptrutschmasse liegt unterhalb dieser Sekundärabrisse, die überwiegend aus Basaltgeröllen und -blöcken besteht (Abb. 6.47). Die Matrix bilden gelbe bis braune Schluffe und Tone. Der Anteil an Basalt nimmt talwärts ab und die braunen bis gelben Tone bilden zunehmend den Hauptgemengteil der Rutschmasse. Im südlichen Teil der Rutschung befinden sich bei ca. 750 m ü. NN zwei Quellaustritte, die wahrscheinlich die Grenze zwischen den Tuffen und den überlagernden Basalten markieren. Im Bereich der Quellaustritte ist die Matrix der Rutschmasse ausgespült und man findet nur Basaltschutt. Die Kleinmorphologie ist in diesem Bereich der Rutschung sehr unruhig und von kleinen Buckeln und Mulden geprägt. Im nördlichen Teil der Rutschung finden sich zwischen 750 und 740 m ü. NN ebenfalls zahlreiche kleinere Quellaustritte, die sich im unteren Teil der Rutschung zu einem kleinen Bach vereinigen.



Abb. 6.47: Blick vom Sekundärabriß auf die vorgelagerte Hauptrutschmasse mit Buckeln und Naßstellen (Aufnahme April 1998).

Die Breite des Hauptrutschkörpers nimmt talwärts ab, von ca. 500 m unterhalb des Abrisses auf ca. 300 m im unteren Teil der Rutschung. Der schmalste Teil des Rutschkörpers beginnt ungefähr an der Oberkante der Hangversteilung, die durch die Gesteine des Unteren Muschelkalk hervorgerufen wird (Abb. 6.48). Der Rutschungsfuß reicht ungefähr bis 620 m ü. NN hinab und liegt auf Gesteinen des Oberen Röt, direkt unterhalb der Röt/Muschelkalkgrenze. Dem Rutschungsfuß vorgelagert liegt ein max. 100 m breiter und 350 m langer Streifen mit Basaltgeröllen, der wahrscheinlich einen Schlamm- oder Geröllstrom darstellt, wie sie in auch historischer Zeit nach Starkregen noch aufgetreten sind (BEYER 1996). Da diese vorgelagerten Rutschmassen unter anderen klimatischen Bedingungen wie etwa bei der Rutschung Ehrenberg E-Hang (FD-EH 14), entstanden ist, wird dieser Bereich als eigenständige Rutschung (FD-EH 27) betrachtet.

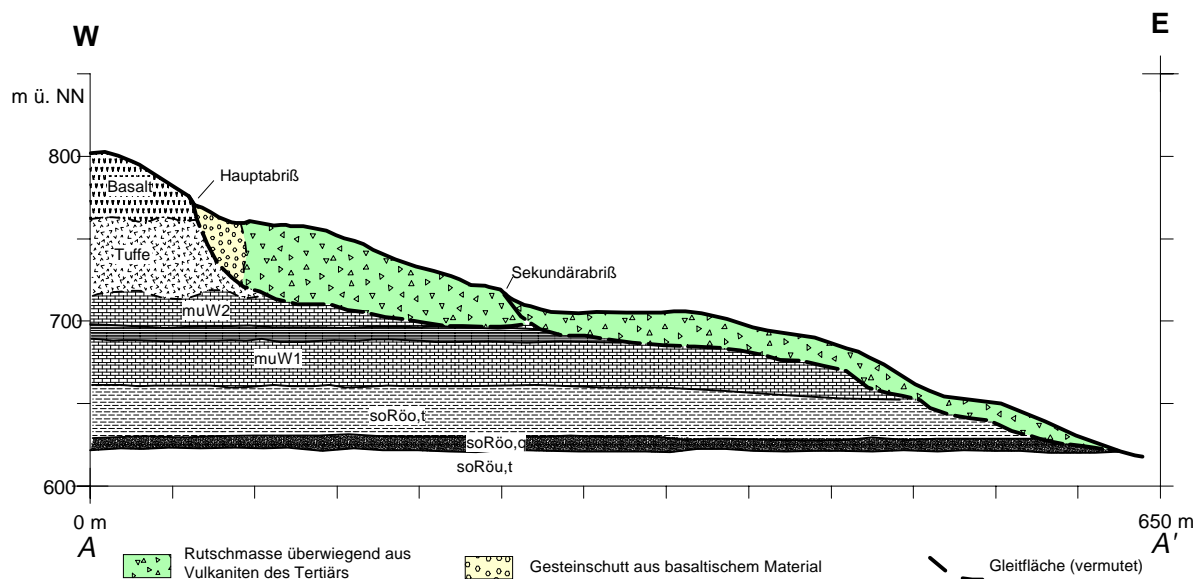


Abb. 6.49 Profil A-A' der Rutschung Ehrenberg E-Hang (FD-EH 14)

Über die Zeit der Entstehung und auslösende Faktoren können keine Aussagen gemacht werden. Geologische Ursache dürfte die Durchnässung von verwitterten Tuffen gewesen sein. Die überlagernden Basalte wirkten durch ihre Auflast ebenfalls destabilisierend. Die Rutschung scheint ein kleines Tal aufgefüllt zu haben, dessen Einschneiden ebenfalls stabilitätsmindernd wirkte. Die Rutschmassen folgten dem Verlauf dieses Einschnittes, die Verengung der Rutschmassen im unteren Teil der Rutschmassen sind dafür ein typisches Indiz. SCHMIDT (1992) vermutet in diesem Einschnitt eine ESE-WNW



# Rutschung Ehrenberg E-Hang (FD-EH 14)

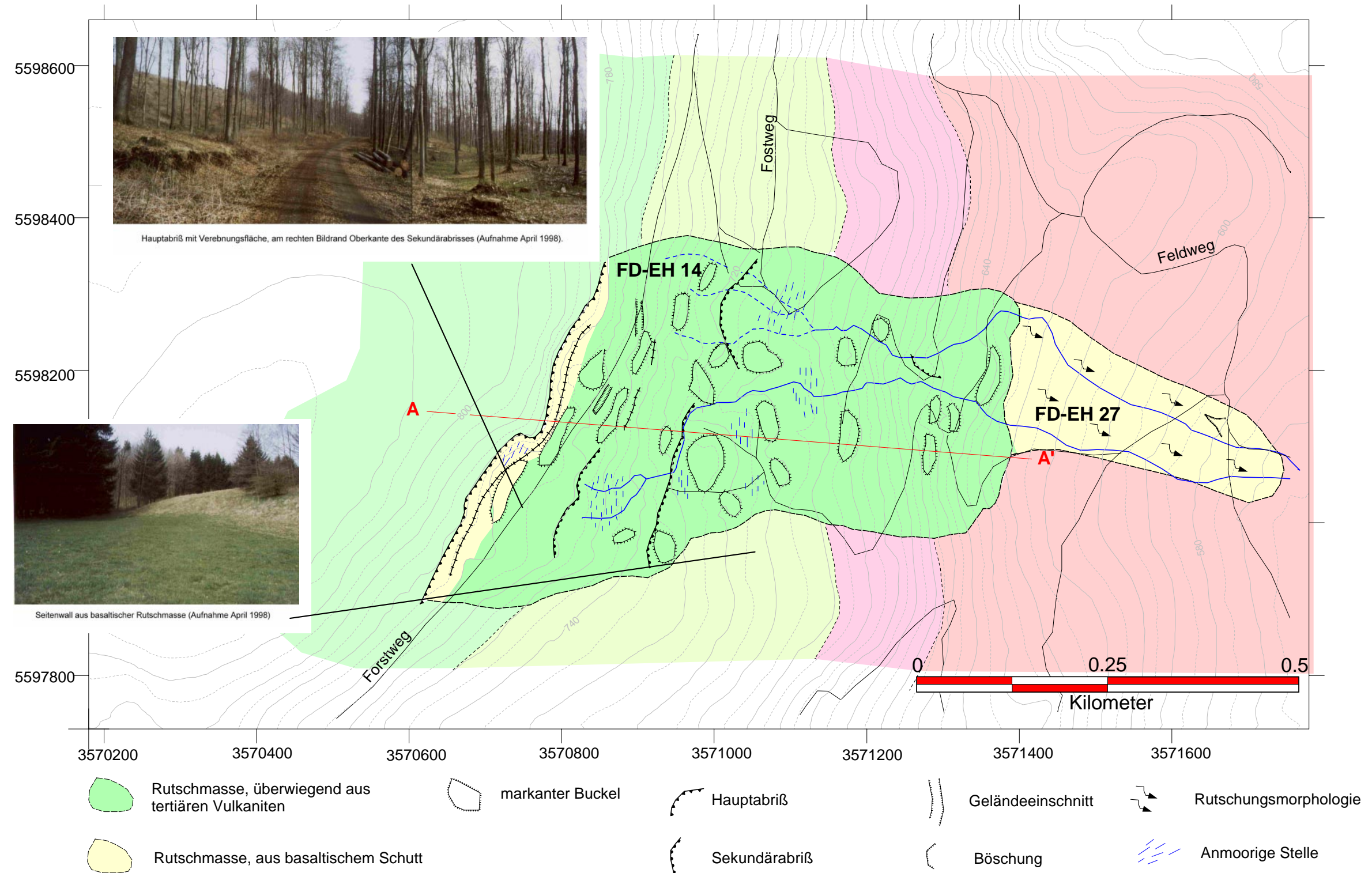


Abb. 6.48: Karte der Rutschung Ehrenberg E-Hang

streichende Störung, wofür auch die erhöhte Wasserführung und das Auftreten von Naßstellen und Quellen in diesem Bereich sprechen.

Das Gebiet der Rutschung ist überwiegend mit Buchenwald bestanden und zeigt keine Anzeichen von rezenten Bewegungen. Eine Gefährdung für die unterhalb der Rutschung liegende Gemeinde Melperts könnte eintreten, wenn Starkregen ein murenartiges Ausfließen von Teilen der Rutschmasse hervorrufen, wie bei Rutschung FD-EH 27.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der Rutschung Ehrenberg E-Hang um eine fossile Einzelrutschung der Rutschungstypen „Fließen“ und „Gleiten“ bzw. um eine kombinierte Rutschung.

Die Gleitfläche dürfte in 30-40 m Tiefe unter der Verebnungsfläche liegen. Die geschätzte Mächtigkeit der Rutschmassen im unteren Teil der Rutschung kann zwischen 10 m und 25 m liegen. Der Hauptabriß der Rutschung folgt dem Trennflächengefüge des Basaltes. Die grabenartige Einsenkung vor dem Hauptabriß läßt neben dem Fließen auch auf Gleitvorgänge beim Rutschvorgang schließen. Hinweise auf ältere Rutschungen an der Grenze Röt/Muschelkalk im Bereich der Rutschung wurden nicht gefunden, eine fortschreitende Rutschung in diesem Bereich, ähnlich wie bei der Rutschung Eiskaute (FD-HI 13), ist allerdings vorstellbar.

#### **6.3.9 Rutschung Auersberg (Röt/ tertiäre Vulkanite) - FD-HI 23**

**TK 25: 5426 Hilders** (5425 Kleinsassen)

**R 3571410 / H 5606490**

Länge der Rutschung **L: ca. 625 m**

Breite der Rutschung **W<sub>d</sub>: 450-750 m**

Max. Höhenunterschied **H: 110 m**

Die Rutschung Auersberg liegt ca. 1 km nördlich von Hilders am SW-Hang des Auersbergs, NE-lich der landwirtschaftlichen Betriebe Struthof und Julierhof. Sie ist die größte Rutschung im Untersuchungsgebiet, die am Kontakt Röt/tertiäre Vulkanite aufgetreten ist

Von der Rutschung betroffen sind Gesteine des Röts (Bunte Tonsteinschichten (soRöo,t) und tertiäre Vulkanite (Tuffe, Basalte).

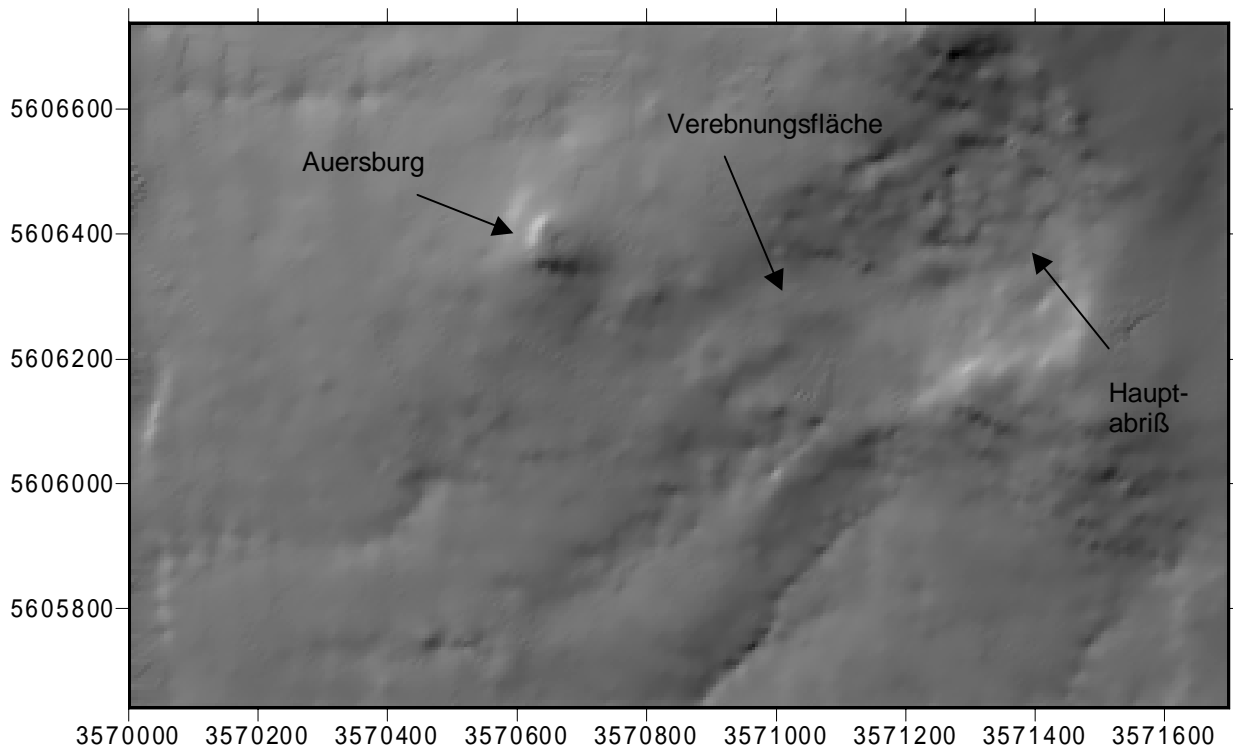


Abb. 6.50: „Shaded Relief“ Darstellung der Rutschung Auersberg (FD-HI 23). Die imaginäre Lichtquelle befindet sich im NW, der Einfallswinkel des Lichts beträgt 25°. Nur der Verlauf des Hauptabrisses und die Verebnungsfläche sind deutlich zu erkennen. Die Morphologie der Rutschmassen im unteren Teil ist schon so ausgeglichen, daß sie sich kaum noch von der Umgebung abhebt.

Der Hauptabriß ist ungefähr 400 m lang. Seine Oberkante verläuft bogenförmig zwischen 630-650 m ü. NN, von SE nach NW. Im SE-lichen Teil liegt der Übergang zu einem steilen Seitenabriß, der heute nur noch als Steilböschung zu erkennen ist und an dessen Oberkante ein befestigter Forstweg verläuft.

15-20 m unterhalb dieses Forstweges befindet sich eine Verebnungsfläche, an deren Rand einige kleine Quellaustritte liegen, die wahrscheinlich den Kontakt zwischen Röt und Basalt bzw. zwischen Tuff und Basalt markieren. Auf der Fläche selbst finden sich größere Buckel aus basaltischem Schuttmaterail. Die Mulden dazwischen sind anmoorig. Die Verebnungsfläche ist ca. 200 m breit und 130 m lang und wird von den Rändern her mit Basaltschutt aufgefüllt.

Die Rutschmasse besteht aus Basaltschutt unterschiedlichster Größe und einer Matrix aus braunen bis gelben, tonigen Schluffen (Abb. 6.51). In anmoorigen Stellen verfärbt sich die Matrix dunkelgrau bis schwarz. Ungefähr 590 m ü. NN

trennt sich diese basaltische Rutschmasse in zwei Zungen, die durch einen flachen Einschnitt getrennt werden. Diese beiden Teilzungen der Rutschung reichen bis ca. 570 m ü. NN hinab, wo sie in Rutschmassen aus Röttonsteinen übergehen. In dem dazwischen liegenden Einschnitt wurde ein künstlicher Teich von ungefähr 100 m Länge und 80 m Breite angelegt. Oberhalb des Teiches finden sich bei 600 m ü. NN und zwischen 570 und 580 m ü. NN kleine Quellaustritte und Naßstellen, die auch den Teich mit Wasser speisen.



Abb. 6.51: Oberhalb des Teiches angelegter Entwässerungsgraben, der die basaltische Rutschmasse und die unterlagernden Tonsteine des Röts anschneidet (Aufnahme April 1998).

Der untere Teil der Rutschung besteht aus sehr undeutlich ausgebildeten Buckeln und Mulden aus Röttonsteinmaterial, auf denen sich auch immer wieder Basaltstücke finden. Dieser Teil der Rutschung ist mit max. 750 m Breite etwa 300 m breiter als der obere Teil. Diese Tatsache und die unterschiedliche kleinmorphologische Ausprägung der Rutschmassen lassen auf zwei zeitlich unterschiedliche Bewegungsphasen schließen. Der Rutschungsfuß geht bei ca. 540 m ü. NN in Solifluktionsschuttdecken über.

Über die Zeit der Entstehung und die auslösenden Faktoren können keine Aussagen gemacht werden. Geologische Ursache dürfte die Durchnässung von verwitterten Röttonsteinen gewesen sein, die eine 750 m breite und ca. 280 m lange Rutschung in Gesteinen der Plattensandsteinschichten (soRöu,st)

auslöste. Gesteine der überlagernden Vulkanite waren an dieser ersten Rutschungsphase wahrscheinlich nicht beteiligt. Wegen des geringen Gefälles und der vermutlich flach verlaufenden Gleitfläche müssen die Rutschmassen, dabei zum Teil breiförmig ausgeflossen sein, wofür auch die undeutliche Kleinmorphologie der Rutschmassen spricht. Der Hang wurde durch diese Rutschung weiter destabilisiert, so daß später durch Rückschreiten weitere Rutschungen im oberen Teil des Hanges ausgelöst wurden. Ursache dürften verwitterte und Wasser übersättigte Tonsteine und Tuffe gewesen sein, wobei die überlagernden Basalte durch ihre Auflast ebenfalls negativ auf die Hangstabilität wirkten.

Die Gleitfläche ist ca. 35 m Tiefe unter der heutigen Geländeoberkante in den Braunroten Tonsteinschichten (soRöu,t) zu vermuten.

Die Tatsache, daß sich an der gesamten westlichen Seite des Auersberges gehäuft Rutschungen finden, läßt auf tektonischen Einfluß in Form einer Auflockerungszone schließen. Im Satellitenbild ist am Westhang des Auersberg eine deutliche SSW-NNE streichende Lineation zu erkennen (Abb. 5.2). Einige Fußschollen aus Basalt am Hangfuß, direkt oberhalb der B 278, deuten darauf hin, daß es im Bereich des Hanges schon früher Rutschungen gegeben hat.

Der Einschnitt im mittleren Teil der Rutschmassen ist auf Erosion der basaltischen Rutschmassen in diesem Teil zurückzuführen. Der Teich liegt heute umrahmt von basaltischen Rutschmassen, in dem älteren Teil der Rutschung aus Röttonsteinen. Dies und die Tatsache, daß der angelegte Teich keine Reaktivierung der Rutschung hervorriefen, sind Indizien für das hohe Alter der Rutschung.

Der obere Teil der Rutschung ist mit Wald bestanden, der untere Teil wird als Viehweide genutzt. Anzeichen für rezente Bewegungen wurden nicht festgestellt. Auch die Anlage des Teiches führte nicht zu einer Reaktivierung der konsolidierten Rutschmassen. Für die Gebäude des ca. 350 m entfernten Julierhofes stellen die Rutschmassen momentan keine Gefährdung dar.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der Rutschung Auersberg um eine fossile, rückschreitende zusammengesetzte Rutschung des Rutschungstyps „Gleiten“ bzw. „Fließen“, also um eine kombinierte Rutschung.



Rutschung Auersberg (FD-HI 23)

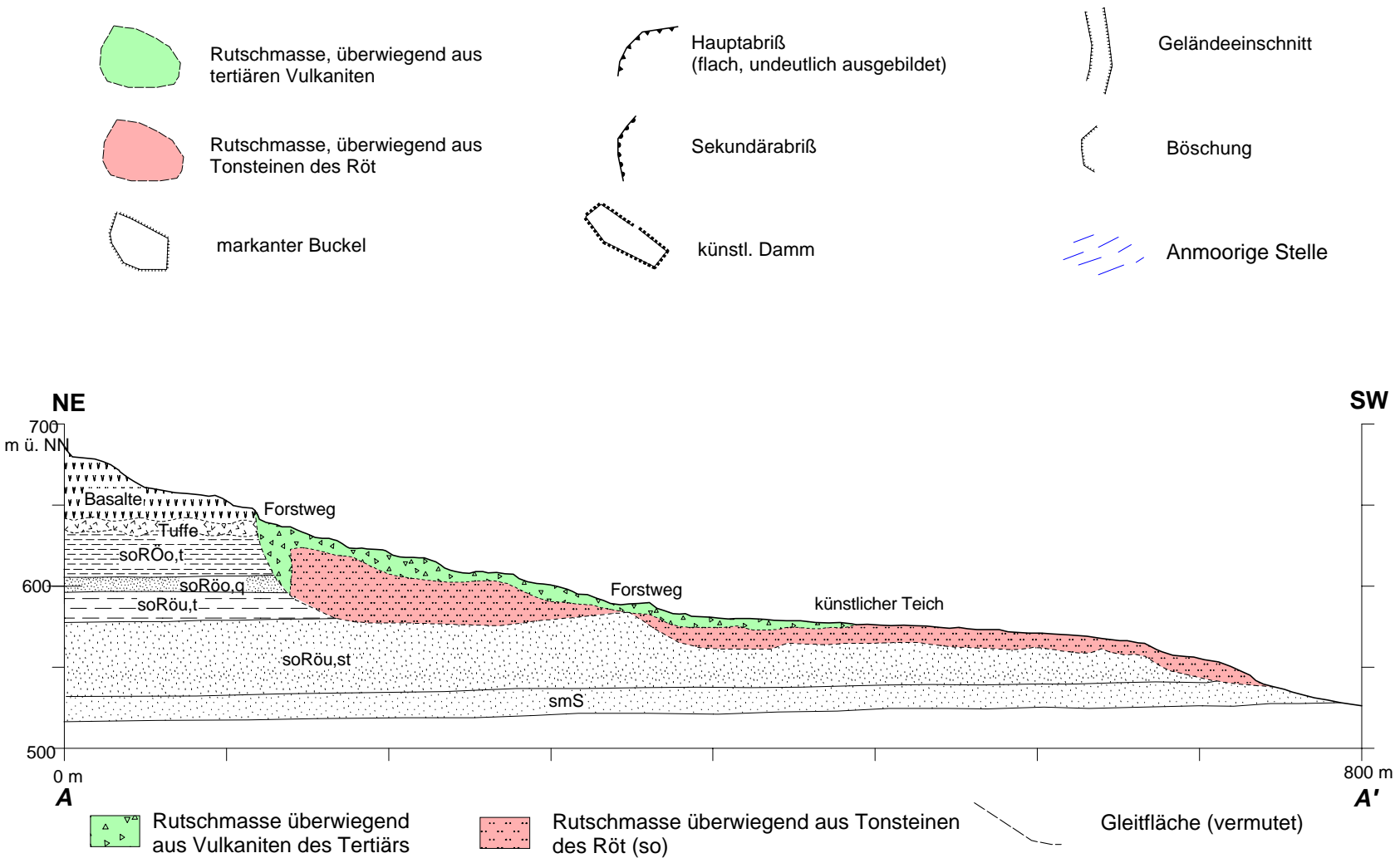
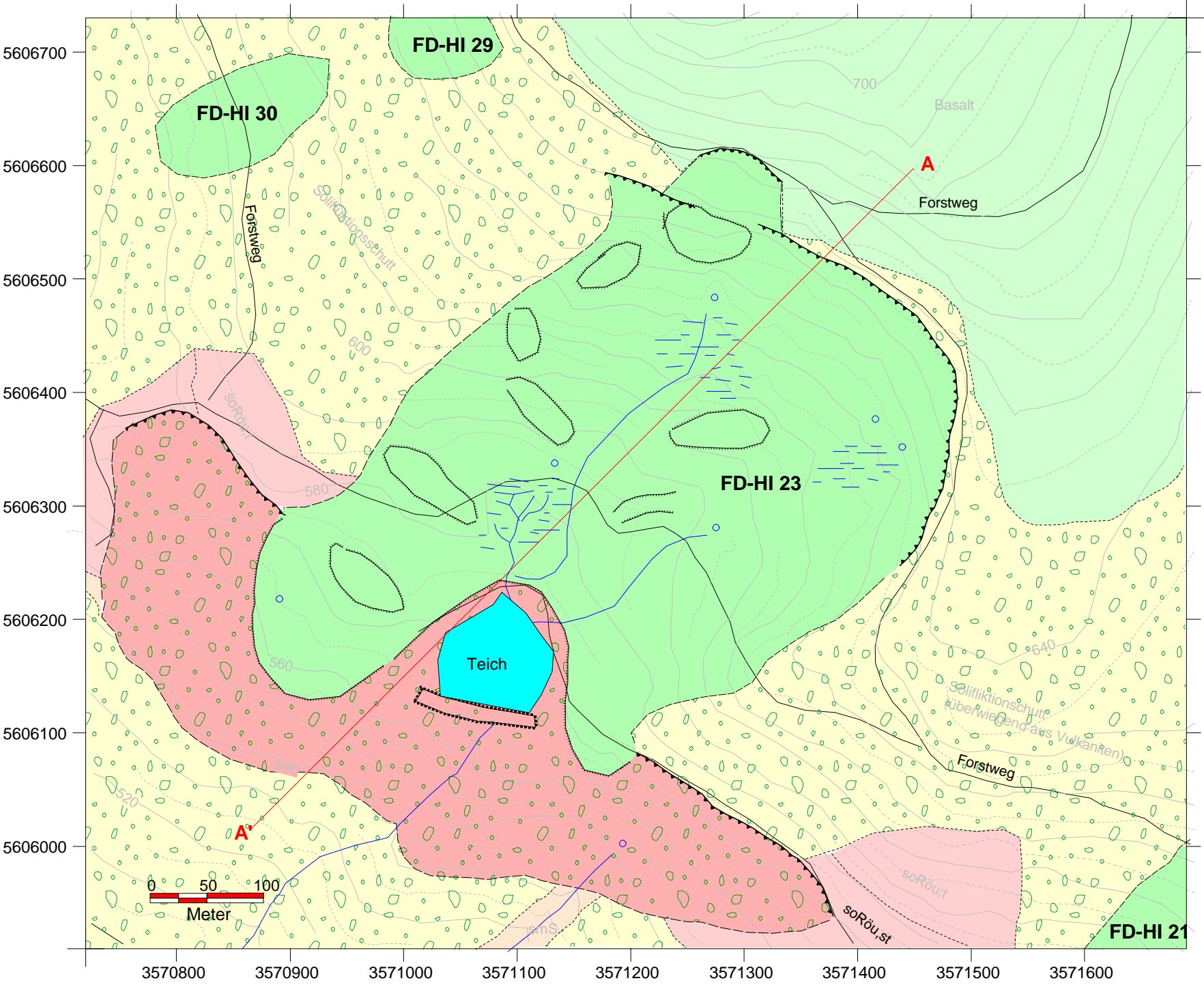


Abb. 6.52: Karte der Rutschung Auersberg mit Profil A-A'



Abb. 6.53: Künstlich angelegter Teich innerhalb der Rutschmassen (April 1998)

#### 6.3.10 Rutschung Wolfsgarten (tertiäre Sedimente-Vulkanite) - FD-TA 9

**TK 25: 5326 Tann/Rhön**

**R 3574100 / H 5614100**

Länge der Rutschung **L: 720 m**

Breite der Rutschung  **$W_d$ : 350 m**

Max. Höhenunterschied **H: 100 m**

Die Rutschung Wolfsgarten liegt unterhalb der L 3175 von Tann nach Theobaldshof, zwischen den Ortsteilen Dietgeshof und Knottenhof. Der Verlauf der Landstraße zeichnet streckenweise ungefähr die Oberkante des Abrisses nach. Das Gebiet gehört zum NW-Hang des Engelbergs, der als Rutschgebiet mit rezenten Aktivitäten bekannt ist (HAACK 1912, HIRSCH 1937, MOAYEDPOUR 1977).

Die Rutschmassen bestehen aus sedimentären und vulkanischen Ablagerungen des Tertiärs.





Abb. 6.54: Oberkante im zentralen Bereich des Abrisses, im Hintergrund sind Fahrzeuge auf der L 3175 zu erkennen (Aufnahme April 1998).

Der Abriß streicht NNE-SSW, ist ca. 780 m lang und wird von Basalten gebildet. Die Oberkante des Abrisses verläuft ungefähr bei 600 m ü. NN. Der Abriß bildet in seinem zentralen Teil eine 5-6 m hohe Geländekante (Abb. 6.54). Zur Seite hin ist der Abriß mit Basaltschutt bedeckt. Der zentrale Teil des Abrisses ist die Folge einer relativ flachen Sekundärrutschung. Ihm vorgelagert findet sich eine Verebnungsfläche mit leichten Buckeln und Mulden. Unterhalb des Sekundärabrisses liegen Naßstellen und kleine Quellen, die offensichtlich die Grenze der Basalte zu den Tuffen im Liegenden markieren. Der hier entstehende Wasserlauf durchschneidet die Rutschmasse in Längsrichtung und fließt dem Lauterbach zu.

Die dem Hauptabriß vorgelagerte Verebnungsfläche ist max. 500 m breit und 200 m lang und liegt zwischen 575 und 585 m. ü. NN. An den beiden Rändern finden sich aufgesetzte Buckel, hinter denen sich kleine Abrißgräben gebildet haben. Die flachen, tieferliegenden Stellen der Verebnungsfläche sind anmoorig. Die Rutschmasse besteht in diesem Bereich aus Basaltbrocken unterschiedlichster Größe und die Matrix wird von braunen bis gelben, tonigen Verwitterungsprodukten der Basalte und Tuffe gebildet.

Der Übergang von der Verebnungsfläche zur Hauptrutschmasse wird durch einen ca. 300 m langen Sekundärabriß innerhalb der Rutschmassen markiert. Die Rutschmasse wird von einer Unzahl von kleinen Buckeln und Mulden



gebildet, die im oberen Teil der Rutschmassen vor allem aus basaltischem Material bestehen. Auffällig ist der hohe Anteil an Matrix aus tonigen Verwitterungsprodukten. Diese braunen bis gelben, tonigen Schluffe waren auch im Spätsommer noch sehr weich und z.T. breiartig ( $w_n=0,8$ ). Im tieferen Teil der Rutschmasse treten die Vulkanite in den Hintergrund und die Rutschmasse besteht überwiegend aus tertiären Sedimenten der Kaltennordheim Schichten. Die Rutschmasse besteht hier aus stark durchbewegten Tonen und Tuffen, in denen sich auch Kalk- und Kalkmergelsteine finden. MOAYEDPOUR (1977) stellte bei seinen Untersuchungen in diesem Bereich wiederholt auftretende Abfolgen von Ton-Tuff-Wechselagerungen der Kaltennordheimer Schichten fest, deren Auftreten er auf mehrere kleinere Rutschungen zurückführt. Tatsächlich dürfte es sich dabei um größere Einzelschollen eines Rutschvorganges handeln.

Der Lauterbach bildet die SW-Begrenzung der Rutschmasse. Die Rutschmassen verjüngen sich in ihrem unteren Teil und sind im Bereich des Rutschungsfußes nur noch 200 m breit.

Die von der Rutschung betroffene Fläche ist komplett mit Wald bestanden. Es finden sich im mittleren und unteren Teil viele verstellte und umgekippte Bäume, so daß man stellenweise von einem „betrunkenem Wald“ spricht (Abb. 6.55). Ob dieses Phänomen auf rezente Hangbewegungen oder auf den weichen Untergrund zurückzuführen ist, läßt sich nicht klären.

Rezente Bewegungen sind im Bereich der Rutschung Wolfsgarten nicht erfaßt worden. MOAYEDPOUR (1977) beschreibt allerdings, daß in den 60er bis 70er Jahren ca. 1 km entfernt bei Theobaldshof im Gebiet die „Löcher“ kleinere Rutschungen dadurch reaktiviert wurden, daß die Bevölkerung von Theobaldshof das Gelände von der Straße her mit Bauschutt auffüllte. Da die geologische Situation im Bereich Wolfsgarten ähnlich ist, muß auch der Bereich der Rutschung Wolfsgarten als instabil betrachtet werden. Wie instabil die Rutschmasse ist zeigt sich im Einschnitt des Baches (Abb. 6.56), wo gehäuft kleine Sekundärrutschungen auftreten, die in das Bachbett hineinrutschen.

Die stark befahrene L 3175 verläuft ca. 20-50 m oberhalb des Abrisses (Abb. 6.57). Bei einer Reaktivierung der Rutschung z.B. durch extreme Niederschläge sind Schäden an der Straße wahrscheinlich. Gebäude oder Einrichtungen befinden sich nicht im Einflußbereich der Rutschung.



Abb. 6.55: Schrägstehende Bäume innerhalb der Rutschmassen, die man als „betrunkenen Wald“ bezeichnet (Aufnahme April 1998).

Ursache und Zeit der Entstehung der Rutschung sind nicht bekannt. Ursache dürfte die Verwitterung und Durchweichung der Tone und Tuffe der Kaltennordheim Schichten gewesen sein, was ein Nachsacken der Vulkanite darüber zur Folge hatte. Der ursprüngliche Schichtenverband der Kaltennordheimer Schichten wurde dabei weitgehend zerstört. Die Tatsache, daß die Rutschung sich von 750 m im Abrißbereich auf ca. 200 m am Rutschungsfuß verjüngt spricht dafür, daß ein ehemals vorhandenes Tal oder Geländeeinschnitt von den Rutschmassen überfahren wurde. Die Gleitfläche dürfte durch den Kontakt der tertiären Ablagerungen zu Unterem Keuper bzw. Oberen Muschelkalk vorgezeichnet gewesen sein. Sie ist demnach heute 35-40 m unterhalb der Verebnungsfläche zu vermuten. Die Mächtigkeit der Rutschmassen liegt zwischen 10 und 40 m.



Abb. 6.56: Kleine Sekundärrutschung innerhalb des Bachbettes, daß die Rutschung durchschneidet (Aufnahme April 1998).

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine latente, rückschreitende zusammengesetzte Rutschung, des Rutschungstyps „Fließen“ bzw. „Gleiten“.

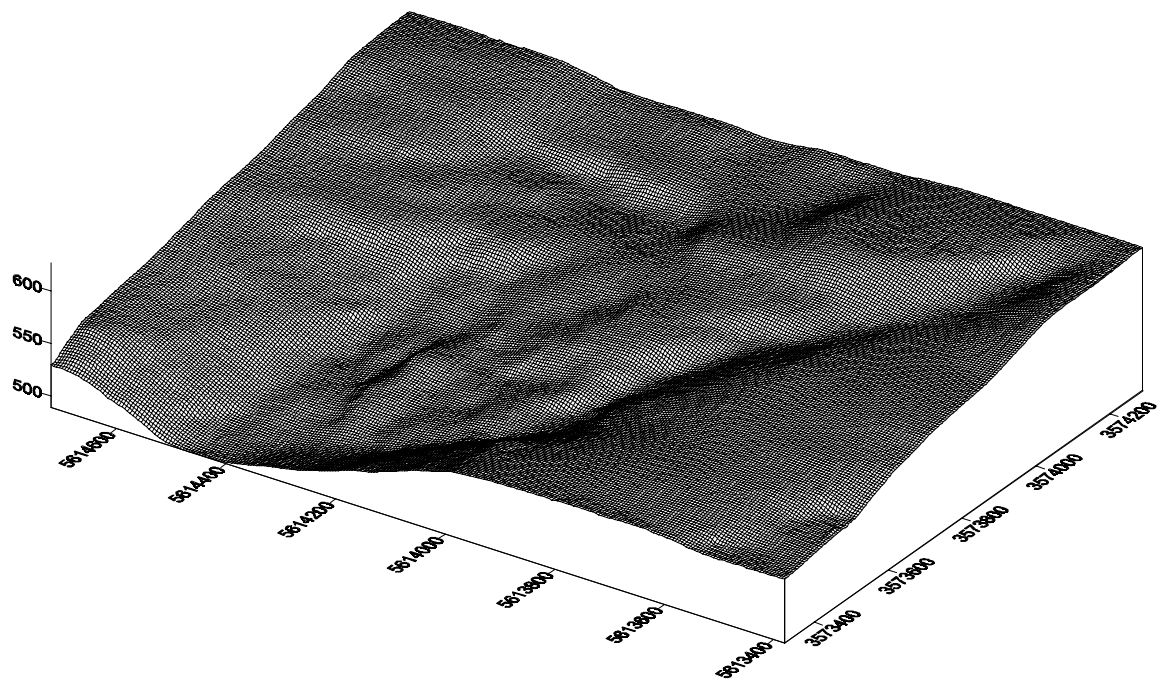
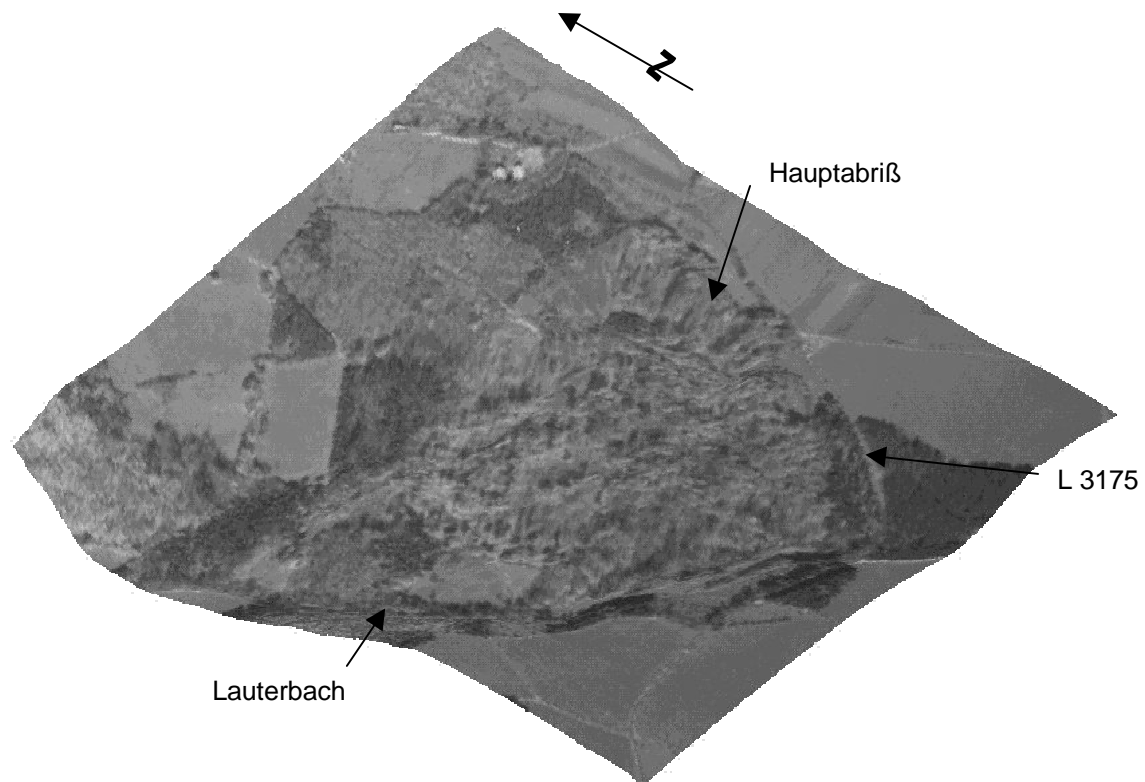
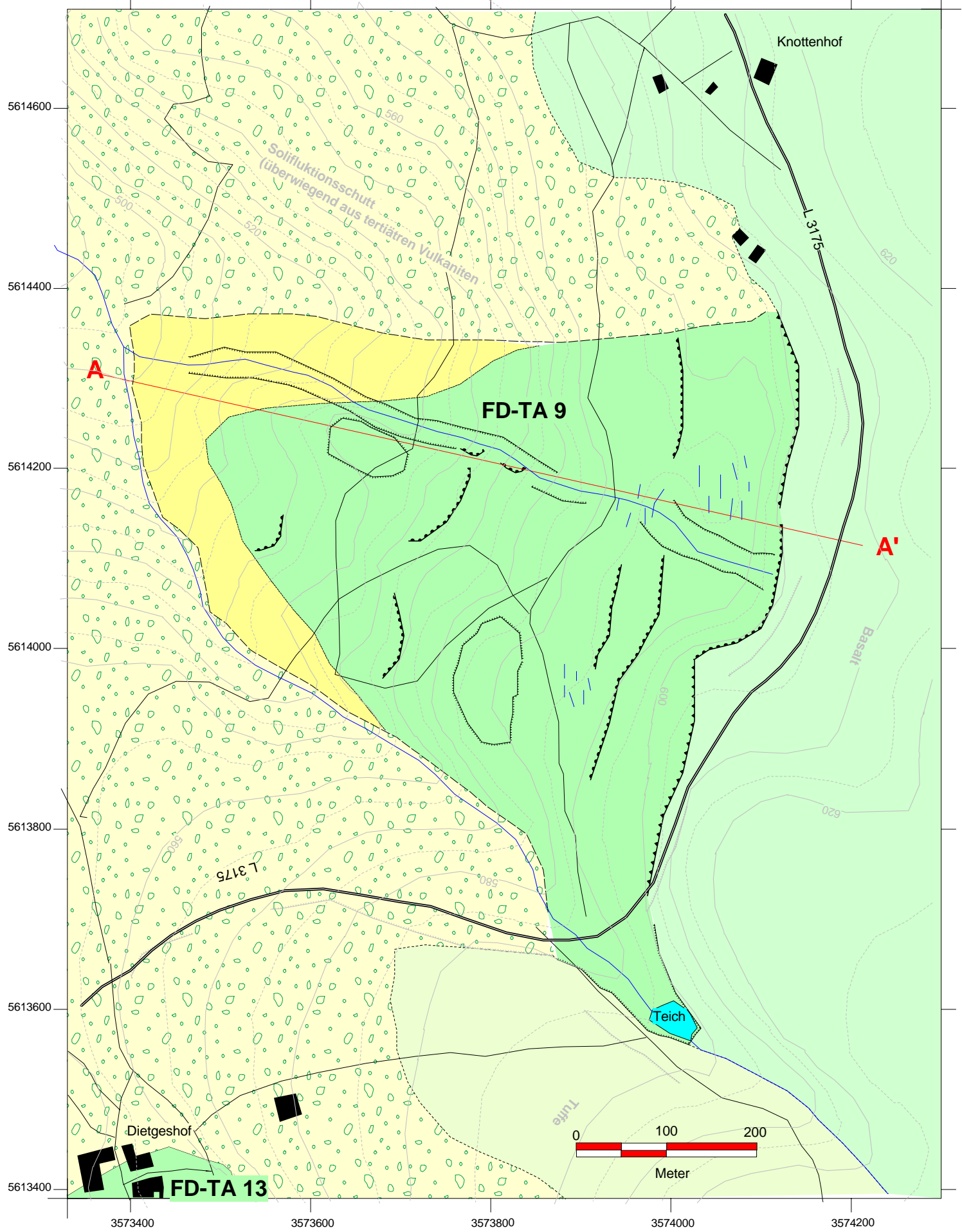


Abb. 6.57: 3D-Darstellungen der Rutschung Wolfsgarten (FD-TA 9), 2-fach überhöht, Blick aus WSW. Hauptabriß und Rutschmasse sind deutlich zu erkennen. In der oberen Abbildung wird die Nähe des Abrisses zur stark befahrenen L 3115 sichtbar, daß der Rutschungsfuß bis an den Lauterbach hinunter reicht ist ebenfalls zu sehen.



Rutschung Wolfsgarten (FD-TA 9)












- |   |  |   |               |   |                   |
|---|--|---|---------------|---|-------------------|
|  | Rutschmasse, überwiegend aus tertiären Vulkaniten                            |  | Hauptabriß    |  | Geländeeinschnitt |
|  | Rutschmasse, überwiegend aus Gesteinen der tertiären Kaltenordheim-Schichten |  | Sekundärabriß |  | Böschung          |
|  | markanter Buckel   |   | Gebäude       |  | Anmoorige Stelle  |

Abb. 6.58: Karte der Rutschung Wolfsgarten

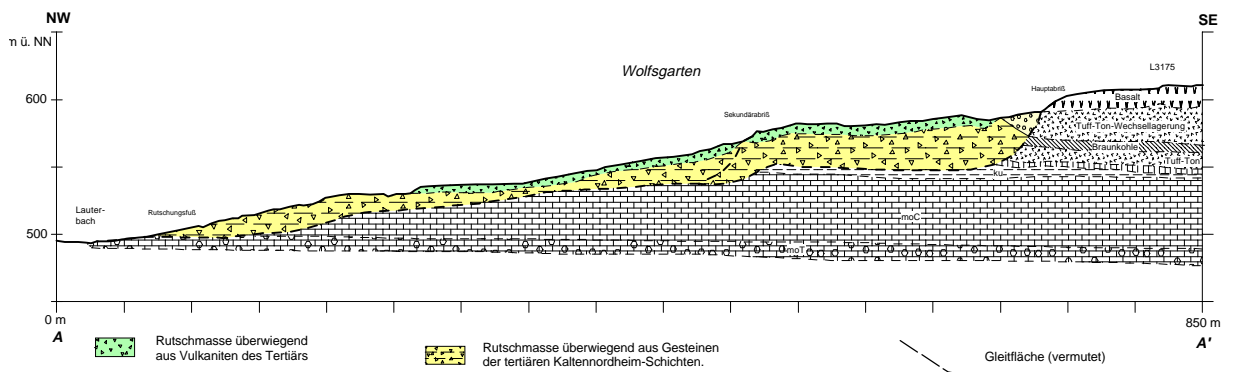


Abb. 6.59 Profil A-A' durch die Rutschung Wolfsgarten

### 6.3.11 Rutschung Dietgeshof (tertiäre Sedimente-Quartär) - FD-TA 13

**TK 25: 5326 Tann/Rhön**

**R 3573500 / H 5613400**

Länge der Rutschung **L: 950 m**

Breite der Rutschung **W<sub>d</sub>: 200 m**

Max. Höhenunterschied **H: 150 m**

Am Westhang des Engelsbergs traten an der L 3175 unterhalb von Dietgeshof Mitte der 70er Jahre leichte Straßenschäden in Form von Mulden und Rissen im Fahrbahnbelag auf, die auf Hangbewegungen zurückzuführen waren. Schon um 1900 wurden Bewegungen in diesem Bereich beschrieben, die zu Verkipnungen und Rissen in einigen Gebäuden von Dietgeshof führten (HAACK 1912, MOAYEDPOUR 1977). 1980 wurde von der Baustoff- und Bodenprüfstelle Kassel ein Gutachten für eine Trassenverschiebung der L 3175 in diesem Bereich erstellt. Das Bauvorhaben wurde aber wegen der Rutschungsaktivitäten am Westhang des Engelsbergs aufgegeben.

Die Bewegungen treten in Umlagerungsprodukten von Tonsteinen des Oberen Muschelkalks und des sedimentären Tertiärs auf und werden von basaltischen Schuttmassen überlagert.

Die Abrißregion bildet einen annähernden Kreis von ca. 250 m Durchmesser, dessen Oberkante zwischen 550 und 570 m ü. NN verläuft und der im W zur Talseite hin von der Rutschmasse durchbrochen wird. Innerhalb dieses, durch

die Rutschung gebildeten, flachen Talkessels liegen etwa 50 m östlich der L 3175 die Gebäude von Dietgeshof (Abb. 6.60).



Abb. 6.60: Abrissregion der Rutschung Dietgeshof, links sind die Gebäude von Dietgeshof innerhalb der von der Rutschung gebildeten Abrissmulde zu erkennen (Aufnahme April 1998).

Die Rutschmassen bilden eine im Durchschnitt 50 m Breite „Fließzunge“, die in das unterhalb von Dietgeshof liegende Tal hinein geflossen ist. Eine Decke aus basaltischem Material bedeckt die Rutschmassen bis zum Rutschungsfuß bei 425 m ü. NN. Die L 3175 durchquert die Rutschmasse unterhalb von Dietgeshof zwischen 525 m und 540 m ü. NN. SE-lich des Abrisses und am nördlichen Rand der Rutschung finden sich ältere Rutschmassen aus Umlagerungsprodukten von sedimentärem Teriär.

Unterhalb des Dietgeshofes bildeten sich Ende der 70er Jahre Mulden und Risse im Belag der Fahrbahn. Um die Ursachen für diese Schäden feststellen zu können, wurden seinerzeit zwei Bohrungen abgeteuft. Die Bohrungen zeigten, daß die oberen 1,8-3,1 m der Rutschmasse aus basaltschutthaltigem Geröll mit grauer Matrix aus Schluffen und Tonen bestehen. Unterhalb dieser Deckschicht findet man bis in 12,7 m Tiefe gelbbraune Tone, die mit Kalksteinschutt durchsetzt sind, und von halbfestem Mergel aus Ton, verfestigtem Kalksteinkies und Kalksteinschutt unterlagert werden. Es wurden auch eingelagerte Kalksteingrusschichten gefunden, die sehr wasserempfindlich sind. Ab 12,7 m wurde anstehender halbfester Ton angetroffen.

Bei den in den Bohrungen angetroffenen Rutschmassen handelt es sich um Umlagerungsprodukte des oberhalb anstehenden Tertiärs der Kaltennordheim Schichten und aus Umlagerungsmaterial des im Untergrund anstehenden

Oberen Muschelkalks. Überdeckt wird die Rutschmasse von einer Solifluktsdecke, die hier überwiegend aus basaltischen Ablagerungen besteht.

Die Zeit der Entstehung der Rutschung ist nicht bekannt. Ursache für die Massenbewegungen dürfte zum einen die Durchweichung der Tone und Tuffe der Kaltennordheim Schichten gewesen sein und zum anderen die Verwitterung und Wasserübersättigung von Ton- und Kalkmergelsteinen des Oberen Muschelkalks (moC). Die Übersättigung mit Wasser führte dann zu einem Fließen dieser Umlagerungs- und Verwitterungsprodukte in das unterhalb liegende Tal. Diese Fließbewegungen sind bis heute in geringerer Form noch in Gang, wie leichte Eindellungen im Straßenbelag vermuten lassen. Die Bewegungen Ende der siebziger Jahre dürften auf einige besonders niederschlagsreiche Jahre zurückzuführen sein, die auch die Reaktivierung der Rutschung Dietges-Wolfsgarten (FD-HI 1) und Schwarzwald-Kniebrecher (FD-EH 19) auslösten.



Abb. 6.61: Ausgebesserte Straßenschäden (dunkle Stellen im Asphalt) unterhalb von Dietgeshof (Aufnahme Prinz Juli 1980).

Die Straßenschäden und der Sichelwuchs der Obstbäume im Bereich von Dietgeshof (Abb. 6.63) lassen auf anhaltende Hangbewegungen schließen, die periodisch durch extreme Niederschlagsverhältnisse verstärkt werden können. Für die Gebäude des Dietgeshofes und die stark befahrene L 3175 besteht deshalb ständig eine latente Gefahr durch erneute Hangbewegungen. Auch ein



direkt unterhalb der des Rutschungsfußes befindliche Wasserhochbehälter könnte bei ein Reaktivierung der Rutschmassen in Mitleidenschaft gezogen werden.



Abb. 6.63: Sichelwuchs an Obstbäumen unterhalb Dietgeshof (Aufnahme April 1998).

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) handelt es sich bei der beschriebenen Rutschung um eine fossile, fortsetzenden Rutschung, des Rutschungstyps „Fließen“.

Rutschung Dietgeshof (FD-TA 13)

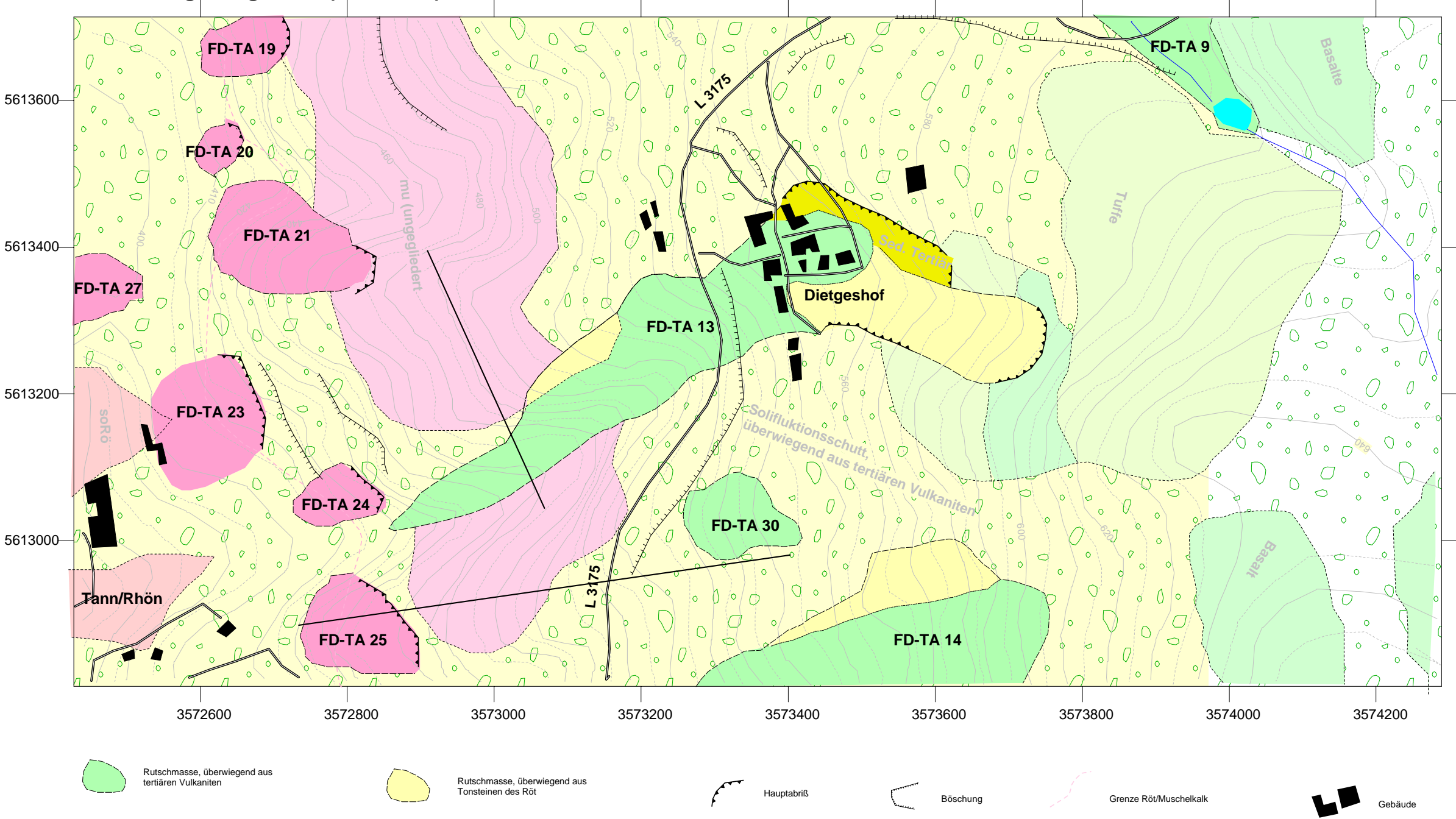


Abb. 6.62: Karte der Rutschung Dietgeshof und angrenzender Rutschungen

## 6.4 Ergebnisse der Geländearbeit

Alle bei der Geländearbeit aufgenommenen Rutschungen wurden anhand der oberflächlich erkennbaren Zusammensetzung der Rutschmassen in Karte I (Anhang) dargestellt. Es wurde eine Datenbank mit den wichtigsten Daten der einzelnen Rutschungen, wie Dimensionen, Rutschungstyp, Aktivität, Geologie usw. angelegt. Außerdem wurde unter Verwendung vorhandener Vorlagen (DGGT ARBEITSKREIS 4.2 „BÖSCHUNGEN“ 1997) ein kurzgefaßter Erfassungsbogen erstellt, der in Anlehnung an ROGALL (1997) die besonderen Verhältnisse in den hessischen Mittelgebirgen berücksichtigt.

### 6.4.1 Rutschungen im Untersuchungsgebiet

Im Untersuchungsgebiet wurden insgesamt 117 Rutschungen erfaßt. Die Rutschmassen bedecken insgesamt eine Fläche von 12 km<sup>2</sup>, das sind 7% des bearbeiteten Gebietes. Weitere 7-8 km<sup>2</sup>, (4-5% der Fläche), zeigen eine auffällige Rutschungsmorphologie, ohne daß einzelne Rutschungen identifiziert werden konnten.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) sind alle Rutschungen im Untersuchungsgebiet inaktiv, das heißt, innerhalb der letzten zwölf Monate wurden keine Aktivitäten festgestellt. Dabei muß allerdings erwähnt werden, daß im Untersuchungsgebiet keine Meßeinrichtungen betrieben werden.

Von den verbliebenden 93 Rutschungen i.e.S., sind 35 auf Gleiten, 28 auf Fließen und 30 auf zusammengesetzte bzw. komplexe Bewegungen zurückzuführen. 24 sind Fußschollen im Sinne von ACKERMANN (1959). Von den Rutschungen des Bewegungstyps Fließen können 6 schnell ablaufenden Schlamm- oder Geröllströmen zugeordnet werden, wie sie auch aus historischer Zeit bekannt geworden sind (BEYER 1997). Bei den übrigen 22 handelt es sich um langsam ablaufende Fließ- und Kriechbewegungen in überwiegend schluffigen-tonigen Gesteinen. Solifluktsdecken und damit verbundene Bewegungen wurden nicht als Rutschungen erfaßt.

Der am häufigsten vorkommende Bewegungstyp ist der Gleitvorgang. Neben den 35 Rutschungen, die als reine Gleitungen angesehen werden können, ist auch bei dem überwiegenden Teil der zusammengesetzten und komplexen Rutschungen Gleiten der Hauptbewegungstyp.

Bei den meisten Massenbewegungen handelt es sich um rückschreitende Rutschungen, die sich entgegen der Bewegungsrichtung des verlagerten Materials ausweiten. Dies gilt jedoch nur für den Abrißbereich, da sich die Rutschmassen selbst meist fortsetzend, d.h. in Bewegungsrichtung des verlagerten Materials ausweiten. Auf die Problematik der Klassifizierung mit UNESCO Nomenklatur wird an späterer Stelle noch eingegangen.

Das Volumen der Rutschungen bzw. Rutschmassen beträgt zwischen einigen zehner Kubikmetern (Rutschung Seiferts FD-EH 16) und 10-15 Millionen Kubikmetern (Rutschung Reulbach FD-EH 1).

Bei einigen Rutschungen, die bisher als Basaltrutschungen an der Grenze zu unterlagernden Tuffen beschrieben worden sind, wurden Zusammenhänge mit Rutschvorgängen an der Röt/Muschelkalkgrenze erkannt. Als Beispiele hierfür seien die Rutschungen Schwarzwald-Kniebrecher (FD-EH 19), Eiskaute (FD-HI 13) und Reulbach (FD-EH 1) genannt.

In Abbildung 6.64 sind alle aufgefundenen Rutschungen mit Zuordnung zu den geologischen Einheiten, in denen sie aufgetreten sind dargestellt. Insgesamt können sieben verschiedene geologische Ursachen bzw. rutschungsauslösende Konstellationen und zwei Arten von Fußschollen unterschieden werden:

- Rutschungen in Röt-Tonsteinen
- Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze
- Rutschungen in tertiären Vulkaniten (Tuffe,Basalte)
- Rutschungen an der Grenze Röt-Vulkanite
- Rutschungen an der Grenze sedimentäres Tertiär-Vulkanite
- Rutschungen im Bereich Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite
- Schuttströme in quartären Schuttmassen
  
- Fußschollen aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks
- Fußschollen aus Basalten



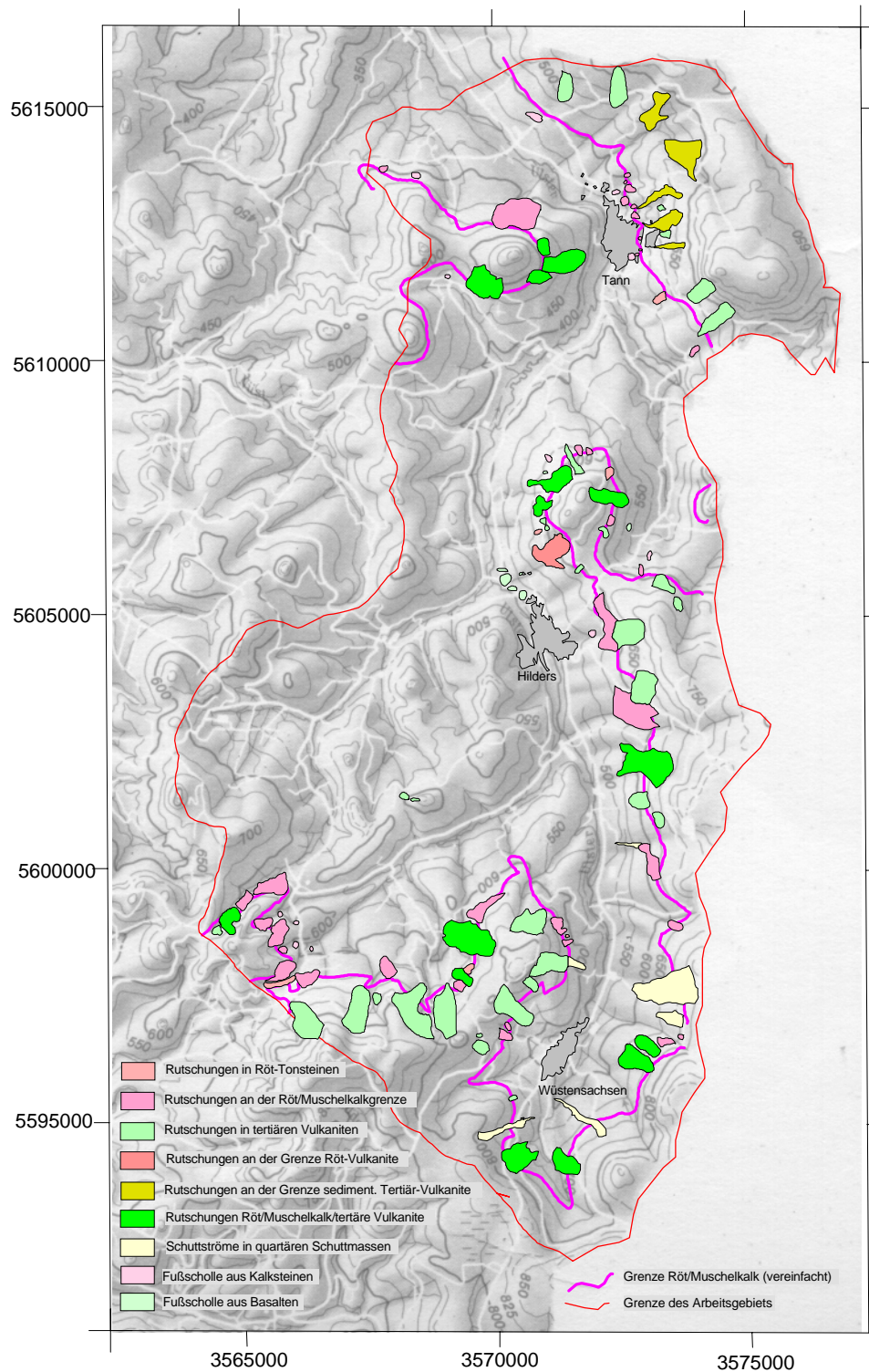


Abb. 6.64: Übersichtskarte aller im Arbeitsgebiet aufgefunden Rutschungen mit Zuordnung zu den geologischen Einheiten in denen sie auftreten.

Von allen Rutschungen mit Ausnahme der Fußschollen wurden Länge  $L$ ; Breite  $w_d$  und der maximale Höhenunterschied  $H$  gemäß Abbildung 6.5 ermittelt. Der Vergleich des Verhältnisses von Länge  $L$  zu Breite  $w_d$  der Rutschungen ist in

Abbildung 6.65 dargestellt. Er ergab im Durchschnitt für Rutschungen des Typs Fließen 2,27; für zusammengesetzte Rutschungen 1,53 und für Rutschungen des Typs Gleiten 0,78.

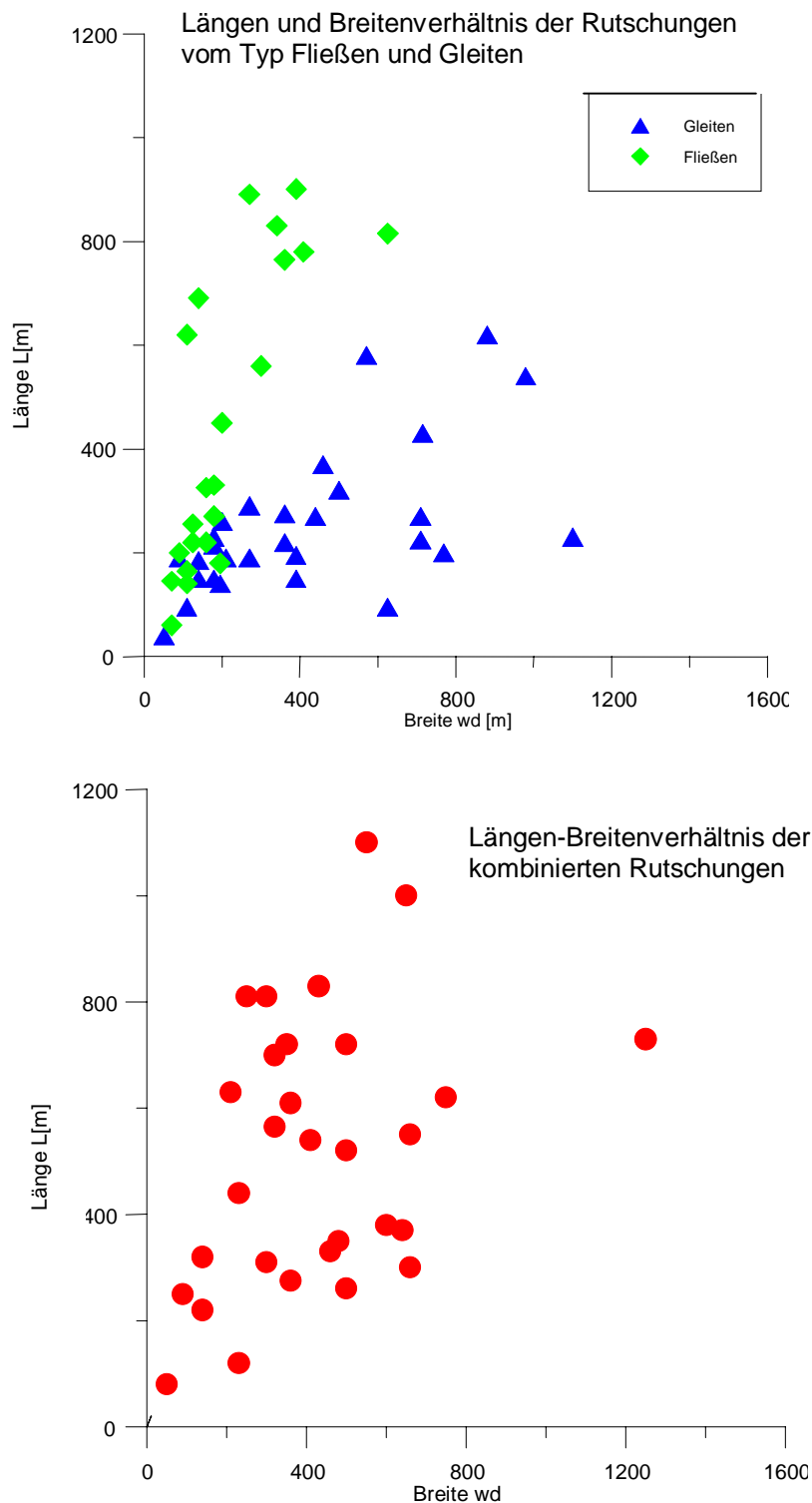


Abb. 6.65: Vergleich des Längen-Breitenverhältnisses der unterschiedlichen Rutschungstypen.

Wichtig für die Beurteilung des von den Rutschmassen ausgehenden Risikos ist die Kenntnis von Bewegungen bzw. Aktivitäten innerhalb der letzten Jahre oder Jahrzehnte. Dabei ist zu bedenken, daß Hangbewegungen meist nur dann festgestellt werden, wenn Gebäude oder Verkehrswege betroffen sind. Der größte Teil der Rutschungen im Untersuchungsgebiet liegt jedoch in Waldgebieten, wo auftretende Aktivitäten nur sehr selten registriert werden. Nachfolgend sind die Rutschungen zusammengestellt, von denen in diesem Jahrhundert Aktivitäten bekannt sind:

Aktivitäten im Bereich tertiärer Vulkanite:

- FD-TA 13 (Dietgeshof ) um 1900 Risse in Gebäuden (HAACK 1912) und Mitte der 70er Jahre Straßenschäden an der L 3175.
- FD-TA 10 (unterhalb Theobaldshof) um 1900 Bewegungen der Rutschmasse im Bereich des Rutschungsfußes (HAACK 1912) und in den 60er-70er Jahren kleinere Rutschungen durch Bauschuttablagerungen unterhalb von Theobaldshof (MOAYEDOUR 1977).
- FD-TA 14 Straßenschäden an der L 3175 Ende der 70er Jahre (AMT FÜR STRAßEN- UND VERKEHRSWESSEN FULDA 1980, Gutachten E 155/80)
- FD-HI 31 (N-Hang des Auersberg) versetzter Waldweg und von Rutschmasse umflossene Bäume, Alter vermutlich 60-70er Jahre (SCHUBERT 1980).
- FD-EH 29 Zerstörung eines unbefestigten Feldweges Mitte der 80er Jahre durch kleine Sekundärrutschung (SCHMIDT 1992).

Aktivitäten im Bereich der Röt-/Muschelkalkgrenze:

- FD-EH 34 am 24.12.1974 ereignete sich eine Rutschung und zerstörte die L3476 auf 90 m Länge (AMT FÜR STRAßEN- UND VERKEHRSWESSEN FULDA 1980, Gutachten E 162/76)
- FD-EH 19 (Schwarzwald-Kniebrecher) Anfang 1984 Straßenschäden an der B 278 (AMT FÜR STRAßEN- UND VERKEHRSWESSEN FULDA).
- FD-HI 1 (Wolfsloch) Zerstörung der B 458 durch anhaltende Hangbewegungen Anfang der 80er Jahre (GALLWITZ 1982, PRINZ 1994).

Aufgrund der Kenntnis dieser Aktivitäten und der bei den Geländearbeiten gewonnenen Erkenntnissen konnte ein Modell für die Entstehung von Rutschungen im Arbeitsgebiet erstellt werden (siehe Kap. 8.1).



#### 6.4.2 Vergleich der Luftbilddauswertung mit den Geländearbeiten

Einige Fragen die während der Luftbilddauswertung auftraten, konnten aufgrund der Geländearbeiten beantwortet werden. Die Beobachtung, daß in einigen Fällen die Rutschmasse deutlich, der Abriß jedoch nur undeutlich zu erkennen waren ist dadurch zu erklären, daß sich diese Abrisse in stark verwitterten Basalten (z.B. Rutschung Schwarzwald-Kniebrecher FD-EH 19) oder in verdeckten Blockmeeren (z.B. Rutschung Eiskaute FD-HI 13) befinden. Rutschmassen mit undeutlicher Morphologie treten meist in Röttonsteinen oder Tuffen auf und sind durch überwiegend schluffig-tonige Gemenge gekennzeichnet. Besonders Rutschmassen aus Röttonsteinen werden häufig landwirtschaftlich genutzt, was mit der Zeit zur Einebnung der Rutschungsmorphologie führt.

#### 6.4.3 Verwendbarkeit des UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) und von Erfassungsbögen für Rutschungen

Das Hauptproblem beim Erfassen und Beurteilen von Rutschungen in den Mittelgebirgen gemäß dem MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993), ist meist ihre Altersstellung und ihr Auftreten unter anderen klimatischen Verhältnissen als sie heute vorliegen. Obwohl es grundsätzlich zu begrüßen ist, daß künftig eine einheitliche Nomenklatur für die Beschreibung von Rutschungen zur Verfügung steht, stößt man bei der Umsetzung im Detail auf einige Schwierigkeiten.

Nach dem UNESCO MULTILINGUAL LANDSLIDE GLOSSARY (1993) sind alle im Untersuchungsgebiet vorgefundenen Rutschungen „inaktive“, „fossile“ Rutschungen. Dies ist darauf zurückzuführen, daß nach dem UNESCO Kriterium für Inaktivität, sich die Rutschung in den letzten zwölf Monaten nicht bewegt haben darf. Dieses Kriterium ist für die Rutschungen im Arbeitsgebiet nicht sinnvoll anwendbar. Hinweise auf mit bloßem Auge erkennbare Bewegungen fehlen in den meist in Waldgebieten liegenden Rutschungen fast völlig. Selbst bei Bewegungen, die zur Zerstörung einer Bundesstrasse wie bei Dietges führten, zeigte der Hang keinerlei Hinweise auf rezente Bewegungen. Es ist anzunehmen, daß in einem großen Teil der Rutschhänge in niederschlagsreichen Jahren Kriechbewegungen auftreten, ohne daß diese durch visuelle Kontrolle zu erfassen sind, was auch durch die in Kapitel 6.4.1 aufgezählten Aktivitäten in diesem Jahrhundert belegt ist. Eine Anwendung des UNESCO Kriteriums aktiv bzw. inaktiv ist somit praktisch unmöglich. Außerdem

erhebt sich grundsätzlich die Frage, ob man eine Rutschungen, die in den vergangenen Jahrzehnten aktiv war und menschliche Einrichtungen zerstört hat, als „inaktiv“ bezeichnen kann.

Auch für die Zuordnung der Rutschungsaktivität und der Rutschungstypen ergeben sich aufgrund des meist hohen Alters der Rutschungen erhebliche Probleme. An Hängen die von einer Folge von inkompetenten und kompetenten Gesteinen aufgebaut sind, wie im Arbeitsgebiet durch die Abfolge von Röt-Tonsteinen und Kalksteinen des Muschelkalks bzw. von tertiären Tuffen und Basalten, ist eine Unterscheidung zwischen „komplexen“ und „zusammengesetzten“ Rutschungen nicht möglich. Der Hauptbewegungstyp bei diesen Rutschungen ist meist eine Kombination von „Gleiten“ und „Fließen“, wobei aber auch die Rutschungstypen „Fallen“, „Kippen“ und „Driften“ zeitgleich oder zeitlich verzögert hinzugetreten sein können. Mehrere tausend Jahre nach Auftreten der Rutschungen ist jedoch die zeitliche Abfolge der einzelnen Rutschungstypen nicht mehr nachvollziehbar. Das UNESCO Kriterium eines gleichzeitigen oder zeitlich unterschiedlichen Auftretens der einzelnen Rutschungstypen zur Unterscheidung von „komplexen“ und „zusammengesetzten“ Rutschungen ist somit hier nicht anwendbar.

Die Beurteilung der Verteilung von Rutschungsaktivitäten bereitet in der Regel ebenfalls erhebliche Schwierigkeiten. Im Untersuchungsgebiet liegen viele „rückschreitende“ Rutschungen vor, d.h. der Abriß breitet sich entgegengesetzt der Bewegungsrichtung aus. Nach der Hauptbewegungsphase beginnt jedoch in der wasserübersättigten Rutschmasse die Konsolidierung, verbunden mit zahlreichen kleinen Sekundärrutschungen. Berücksichtigt man hier konsequent die UNESCO Nomenklatur, so müßte man also zusätzlich von einer „verkleinernden“ Rutschung sprechen. Da wie oben erwähnt damit zu rechnen ist, daß viele Rutschmassen sich zumindest zeitweise durch langsame Kriechbewegungen talwärts bewegen, hätte man es gleichzeitig noch mit einer „fortsetzenden“ Rutschung zu tun. Häufig werden zusätzlich Sekundärrutschungen durch die zusätzliche Auflast im Bereich der Überschiebungsfläche ausgelöst, wodurch das Kriterium für eine „fortschreitende“ Rutschung ebenfalls erfüllt wäre. Eine konsequente Anwendung der UNESCO Nomenklatur, wie „rückschreitende, fortschreitende, verkleinernde, fortsetzende Rutschung“, ist somit nicht sinnvoll. Ein zusätzliches Problem ist, daß bei den älteren Rutschungen eine Unterscheidung zwischen einer „rückschreitenden“ und einer sich „vergrößernden“ Rutschung mit normalen Erkundungsmethoden fast unmöglich ist.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der Nomenklaturvorschlag der UNESCO wohl hauptsächlich für rezente Rutschungsgebiete mit hoher Aktivität entwickelt worden ist. In Gebieten mit alten bis sehr alten Rutschungen, die auch noch unter anderen Klimabedingungen aufgetreten sind, bereitet die Anwendung der Nomenklatur erhebliche Schwierigkeiten, ebenso in Gebieten mit einer Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Gesteinen. Trotz der sehr früh erkannten Mängel wurde die UNESCO Nomenklatur bei der Beschreibung und Klassifizierung von Rutschungen in dieser Arbeit so weit als möglich verwendet, da eine Vereinheitlichung der Nomenklatur insgesamt zu begrüßen ist und bei dieser Gelegenheit ihre Anwendbarkeit auf die Verhältnisse in den deutschen Mittelgebirgen getestet werden sollte.

Das hohe Alter der Rutschungen bereitet auch bei der Anwendung der vorliegenden Erfassungsbögen für Rutschungen einige Schwierigkeiten. Bei dem vom DGGT ARBEITSKREIS 4.2 „BÖSCHUNGEN“ (1997) vorgeschlagenen Erfassungsbogen können aufgrund des Alters der Rutschungen viele Fragen nicht beantwortet werden. Das betrifft vor allem die Fragen die sich auf die auslösenden Faktoren, die Klimaereignisse vor dem Auftreten der Rutschung, den zeitlichen Ablauf der Rutschung oder den ursprünglichen Zustand des Hanges beziehen. Der Erfassungsbogen von ROGALL (1997) berücksichtigt dies, vernachlässigt aber die UNESCO Nomenklatur und die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse. In beiden Erfassungsbögen kommen außerdem mögliche Gefährdungen zu kurz, die von der Rutschung bzw. von den Rutschmassen ausgehen. Die Komplexität von Großrutschungen wird ebenfalls bei beiden nicht berücksichtigt.

#### 6.4.3 Marburger Erfassungsbogen für Rutschungen in den hessischen Mittelgebirgen

Aufbauend auf den Erfassungsbögen von ROGALL (1997) und dem des DGGT ARBEITSKREIS 4.2 „BÖSCHUNGEN“ (1997) wurde in Zusammenarbeit mit M. STARK in der Marburger Arbeitsgruppe für Ingenieurgeologie ein Erfassungsbogen auf der Basis von MS Access entwickelt (Abb. 6.66 und Abb. 6.67). Mit Hilfe der Untersuchungen in der Rhön und dem östlichen Vogelsberg wurden die vorhandenen Fragebogen so verbessert, daß die besonderen Verhältnisse in den deutschen Mittelgebirgen mit ihren häufig sehr alten Rutschungen besser berücksichtigt werden. Die in Kapitel 6.1 beschriebene bundesweit anwendbare Indizierung der Rutschungen wurde dabei in den Fragebogen übernommen.

Unter Punkt II. des Fragebogens wird bei der Beschreibung des Aktivitätszustandes berücksichtigt, daß bei den Mittelgebirgsrutschungen oft Jahre lange quasi-Stillstandsphasen vorliegen, ehe sie aufgrund auslösender Faktoren erneut in Bewegungen kommen. Wichtig für das Abschätzen des von solchen Rutschungen ausgehenden Gefährdungspotentials ist außerdem neben Zeit und Ursache des Auftretens der Hangbewegungen auch die Lage der bewegten Bereiche innerhalb der Rutschung. Ein weiteres Problem bei Rutschungen in Wechsellagerungen von kompetenten und inkompetenten Gesteinen ist, wie in Kapitel 6.4.2 beschrieben, das Nebeneinander praktisch aller bekannten Bewegungstypen. Um den Unterschied zwischen den ursprünglichen Bewegungstypen während der Hauptbewegungsphase und den später auftretenden Bewegungen zu betonen, wurde im Fragebogen zwischen Hauptbewegungstypen und Sekundärbewegungstypen unterschieden. Zu den Sekundärbewegungstypen wurden alle Bewegungen gerechnet, die während der Konsolidierungsphase der Rutschmassen auftraten, Vorgänge die zur Einebnung der Abrißfläche führten, sowie alle rezent bekannt gewordenen Bewegungen innerhalb der Rutschung.

Aufgrund des unbekannten Alters der Rutschungen wurde auf Fragen die sich mit dem Zustand des Hanges vor der Rutschung beschäftigen verzichtet. Auch bei der Frage der auslösenden Ursachen wird nur zwischen natürlicher Entstehung und Entstehung durch anthropogenen Einfluß unterschieden, wobei sich letzteres meist nur auf die Reaktivierung der Rutschmassen bezieht.

<b>Marburger Erfassungsbogen für Rutschungen</b>			
<b>I. Allgemeine Angaben:</b>			
Index		Erfassungsdatum	
Lokalität		Name des Bearbeiters	
TK25		Institution	
Rechts u. Hochwert		Adresse	
Benennung der Rutschung			
Geologische Charakterisierung		Telefon	
Nutzung		Fax	
Bewuchs		email	
<b>II. Klassifizierung der Rutschung</b>			
<b>1. Aktivitätszustand</b>		<b>3. Sekundärbewegungstyp(en) der Rutschung</b>	
a) aktiv <input type="checkbox"/>	b) inaktiv <input type="checkbox"/>	Sekundär Fallen <input type="checkbox"/>	Sekundär Driften <input type="checkbox"/>
blockiert <input type="checkbox"/>	latent <input type="checkbox"/>	Sekundär Kippen <input type="checkbox"/>	Sekundär Fließen <input type="checkbox"/>
reaktiviert <input type="checkbox"/>	abgeschlossen <input type="checkbox"/>	Sekundär Gleiten <input type="checkbox"/>	
	stabilisiert <input type="checkbox"/>		
	fossil <input type="checkbox"/>		
c) Aktivitäten oder Hinweise auf Bewegungen <input type="checkbox"/>		<b>4. Geometrische Merkmale</b>	
Bewegungen im Abrißbereich <input type="checkbox"/>		Gesamtlänge L (m) _____	
Bewegungen der Rutschmasse <input type="checkbox"/>		Maximale Breite w <sub>m</sub> (m) _____	
Wenn? _____		Maximaler Höhenunterschied h <sub>max</sub> (m) _____	
Ursachen? _____		Mächtigkeit der Rutschmasse D <sub>d</sub> (m) _____	
Info, Quelle _____			
<b>2. Hauptbewegungstyp(en) der Rutschung</b>			
Fallen <input type="checkbox"/>	Driften <input type="checkbox"/>		
Kippen <input type="checkbox"/>	Fließen <input type="checkbox"/>		
Gleiten <input type="checkbox"/>	"Fußscholle" <input type="checkbox"/>		
<b>III. Geologisch-Ingenieurgeologische Angaben</b>			
<b>1. Stratigraphische Einstufung</b>		<b>4. Rutschkörper</b>	
Stratigraphische Einstufung _____		Zusammensetzung der sichtbaren Rutschmasse _____	
<b>2. Ingenieurgeologische Konstellation</b>		Bewegte Masse in m³ _____	
Lockergestein <input type="checkbox"/>	Verwitterungszone <input type="checkbox"/>	<b>5. Trennflächengefüge</b>	
Halbfestgestein <input type="checkbox"/>	System hart auf weich <input type="checkbox"/>	Schichtflächen _____	
Festgestein <input type="checkbox"/>	Schieferung <input type="checkbox"/>	Großklüfte _____	
<b>3. Hydrogeologische Angaben</b>		Schieferungsflächen _____	
Grundwasser <input type="checkbox"/>	Oberflächendrainen <input type="checkbox"/>	Klufttreppen _____	
Naßstellen <input type="checkbox"/>	Quellen <input type="checkbox"/>		
Versickerung von Bachläufen in Rutschungenbänke <input type="checkbox"/>			

Abb. 6.66: Seite 1 des Marburger Erfassungsbogen für Rutschungen in hessischen Mittelgebirgen.

<b>IV. Ursachen der Rutschung</b>			
Natürliche Entstehung <input type="checkbox"/>			
Entstehung durch anthropogene Einflüsse <input type="checkbox"/>			
Welche? _____			
-----			
<b>V. Gefährdungspotential</b>			
Hoch <input type="checkbox"/> mittel <input type="checkbox"/> gering <input type="checkbox"/>			
Mögliche Nachbewegungen durch:		Mögliche Schäden an:	
Kriechen der Rutschmasse <input type="checkbox"/>	Steinschlag <input type="checkbox"/>	Personen <input type="checkbox"/>	Verkehrswegen <input type="checkbox"/>
Rückschreiten des Abrisses <input type="checkbox"/>	Schlammströme <input type="checkbox"/>	Gebäuden <input type="checkbox"/>	Technische Anlagen <input type="checkbox"/>
Setzungen hinter dem Abrißbereich <input type="checkbox"/>		Land und Forstwirtschaft <input type="checkbox"/>	Gewässer <input type="checkbox"/>
-----			
<b>VI. Erkundung und Überwachung</b>			
Kartierung _____			
Bohrungen <input type="checkbox"/>	Sondierungen <input type="checkbox"/>	Geophysik <input type="checkbox"/>	Bohrlochmessungen <input type="checkbox"/>
GW-Meßstellen <input type="checkbox"/>	Schürfe <input type="checkbox"/>	Bewegungsmessungen <input type="checkbox"/>	
Geodätische Bewegungsmessungen <input type="checkbox"/>			
Sensierungsmaßnahmen			
ja <input type="checkbox"/>	wenn ja, welche _____		
nein <input type="checkbox"/>			
<b>Anlagen</b>			
Standort der Anlagen _____			
Versuchsergebnisse <input type="checkbox"/>	Detailkarte <input type="checkbox"/>	Profilschnitt <input type="checkbox"/>	
Schriftliche Beschreibungen <input type="checkbox"/>	Rutschungsrisikokarte vorhanden <input type="checkbox"/>		
Skizze	<div style="border: 1px solid black; height: 150px; width: 100%;"></div>		

Abb. 6.67: Seite 2 des Marburger Erfassungsbogen für Rutschungen in hessischen Mittelgebirgen.

Bei der Beurteilung des Gefährdungspotentials ist es sinnvoll, Art und Ort möglicher Nachbewegungen genauer zu bezeichnen, da nur so mögliche Schäden abzuschätzen sind und Sanierungsmaßnahmen ergriffen werden können.

Der Inhalt des entworfenen Fragebogen soll und kann eine detaillierte Untersuchung und Beschreibung von Rutschungen nicht ersetzen, sondern einen schnellen Überblick mit statistischen Vergleichsmöglichkeiten liefern. Dieses wird durch die Integration der Daten in einer Datenbank sichergestellt.



## **7. Bodenmechanische und mineralogische Untersuchungen**

Um für Standsicherheitsberechnungen bodenmechanische Kennwerte zur Verfügung zu haben, wurden ausgewählte Bodenproben untersucht und mit Literaturwerten verglichen. Ziel der Untersuchung war es, realistische Kenngrößen für die rutschungsanfälligen Gesteine der Region zu ermitteln. Dasselbe gilt für die mineralogische Zusammensetzung der Bodenproben. Die Proben wurden deshalb stichprobenartig verteilt über das ganze Untersuchungsgebiet genommen, durch Vergleich mit Literaturwerten wurden trotz der fehlenden statistischen Breite brauchbare Werte für Standsicherheitsberechnungen ermittelt.

Untersucht wurden die Scherfestigkeit, Plastizitätsgrenzen, Kornverteilung, der natürliche Wassergehalt, die Wasseraufnahmefähigkeit und die mineralogische Zusammensetzung der Proben.

### **7.1 Probennahme**

Alle untersuchten Proben wurden gestört, oberflächennah aus 0,7-1,0 m Tiefe entnommen. Material aus Bohrungen oder Gleitflächen stand nicht zur Verfügung. Die Probennahme beschränkte sich zum einen auf Proben aus dem oberen Teil der Röt-Folge und zum anderen auf Proben von verwitterten Basalten und Tuffen. Die Lage der Probenpunkte und die Probenbezeichnungen sind Abbildung 7.1 zu entnehmen.

Bodenmechanische Vergleichswerte von Gesteinen der Oberen Rötfolge liegen für das Untersuchungsgebiet von SCHENK (1983) und BRUNHOF (1983) vor, bodenmechanische Untersuchungen von vulkanischen Gesteinen der Region sind nicht bekannt.

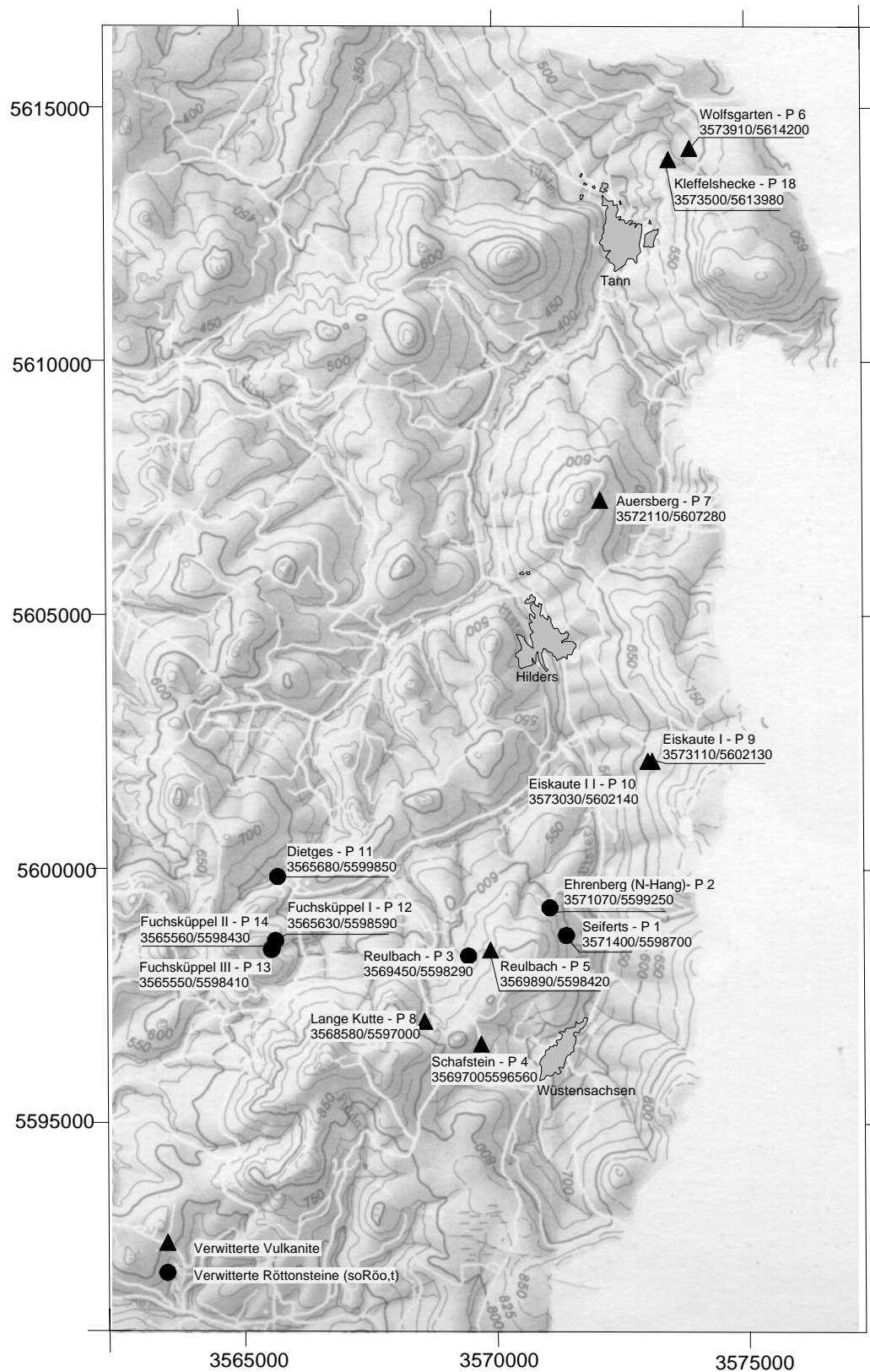


Abb. 7.1: Lage der Probenentnahmepunkte mit Ortsangabe, Probennummer und geographischen Koordinaten.

## **7.2 Bodenmechanische Untersuchungen**

Bei der Betrachtung der geologischen Situation zeigte es sich, daß die Gleitflächen der Rutschungen offensichtlich meist in feinkörnigem Material aus verwitterten Ton-Schluffsteinen oder verwitterten Tuffen bzw. Basalten auftreten. Deshalb war es wichtig, einen Überblick über die bodenmechanischen Eigenschaften dieser Gesteine zu bekommen. Da die Bewegungen meist auf mit feinkörnigem Material belegten Trennflächen und in Störungszonen stattfinden, bildet die Kenntnis der bodenmechanischen Eigenschaften von feinkörnigen Lockergesteinen im Bereich der Gleitfläche ein wichtiges Kriterium für die Beurteilung der Standsicherheit von Hängen. Dies gilt auch im Untersuchungsgebiet, wo die meisten Rutschungen wohl im Übergangsbereich von Lockgesteinen und Halbfestgesteinen zu Festgesteinen auftreten. Hier bilden Schichten von verwitterten Tonsteinen und Tuffen den mechanisch instabilsten Teilbereich für die Standsicherheit der Hänge.

Die Versuche dienten zur Bestimmung der Bodenart, der Zustandsform und des mechanischen Verhaltens. Die bodenphysikalischen Eigenschaften wurden im einzelnen durch folgende Versuche ermittelt:

Versuche zur Bestimmung der Bodenart:

- Ermittlung der Kornverteilung nach DIN 18 123
- Bestimmung der Fließ- und Ausrollgrenze (DIN 18 122)
- Bestimmung der Wasseraufnahmevermögens (DIN 18 132)
- Kalkgehaltsbestimmung nach MÜLLER & GASTNER (1971)
- Ermittlung des Glühverlustes (DIN 18 128)

Versuche zur Bestimmung der Zustandsform:

- Bestimmung des Wassergehalts (DIN 18 121)

Bestimmung des Verhaltens bei mechanischer Beanspruchung:

- Ermittlung der Scherfestigkeit im Rahmenscherversuch

Die Ergebnisse der Untersuchungen werden nachfolgend getrennt für Röt-Tonsteine und tertiäre Vulkanite aufgeführt und mit vorhandenen Literaturwerten verglichen.

## 7.2.1 Ergebnisse der bodenmechanischen Untersuchungen von Röt-Tonsteinen

Insgesamt wurden 7 Proben von verwitterten, entfestigten Röt Ton-Schluffsteinen untersucht (Abb. 7.1). Die Proben P2 (Ehrenberg N-Hang) und P3 (Reulbach) entstammen dem anstehenden Oberen Röt (soRöo,t), bei allen anderen Proben handelt es sich um verwittertes Rötmaterial von Rutschmassen. Das Probenmaterial bestand aus entfestigten, vertonten braunroten bis graugrünen Schluff- und Tonsteinen. Die Matrix wurde von Schluffen (20-40 %) und Tonen (10-20 %) gebildet, die Sandfraktion (15-30 %) und die Kiesfraktion (10-50 %) bestand aus Bruchstücken von Ton- und Schluffsteinen. Eine Ausnahme bildete Probe P13 (Fuchsküppel III), die zu 80 % aus zerbrochenen grau bis grünen Tonsteinen in Kieskorngroße bestand (Abb. 7.2).

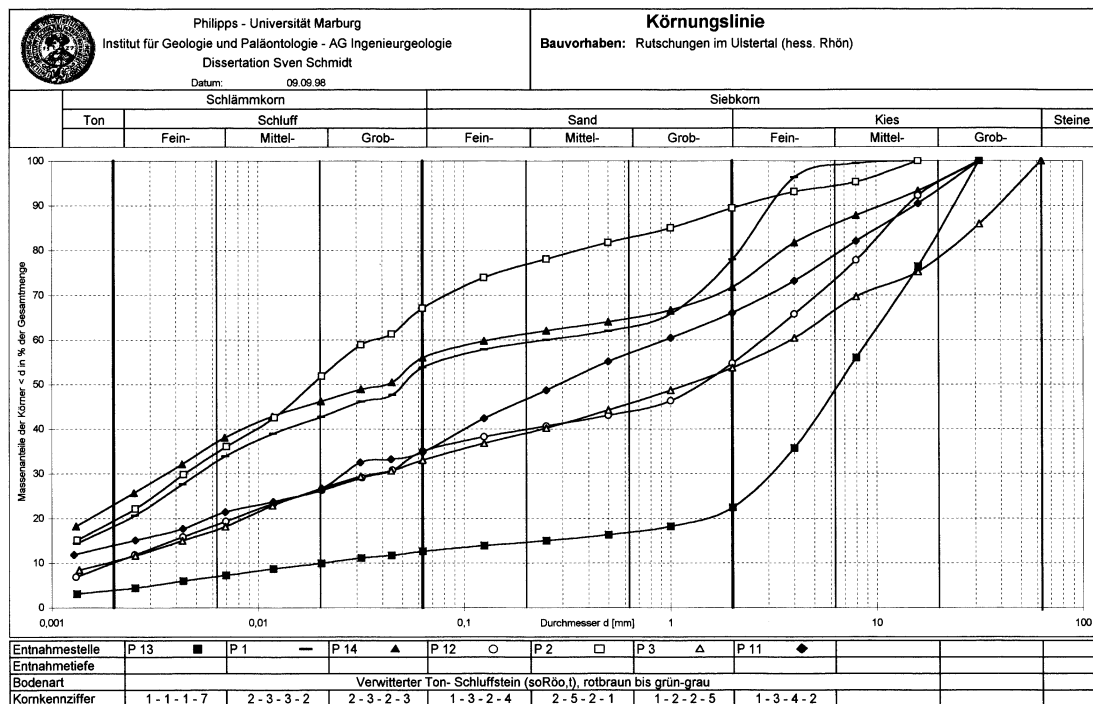


Abb. 7.2: Korngrößenverteilung von verwittertem Röt-Tonsteinmaterial

Trotz des hohen Anteils an Tonsteinbruchstücken in den Proben schien es für die Beurteilung der Standfestigkeit sinnvoll zu sein, den Feinkornanteil der Proben weiter zu untersuchen. Alles Material das kleiner als 0,4 mm war, wurde auf die Fließ- und Ausrollgrenze, bzw. die Wasseraufnahmefähigkeit untersucht und das Material kleiner 4 mm im Rahmenscherversuch. Bei Probe P 13 wurden keine weiteren Untersuchungen durchgeführt. Die wichtigsten ermittelten bodenmechanischen Kennwerte sind in Tabelle 7.1 aufgeführt.

Proben Nr.	Probenbe- zeichnung	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$w_L$ [ ]	$w_P$ [ ]	$I_P$ [ ]	$I_c$ [ ]	$w_{<0,4}$ [ ]	$w_n$ [ ]
P1	Seiferts	31	5	0,597	0,291	0,309	1,054	0,274	0,244
P2	Ehrenberg N	23	11	0,713	0,352	0,361	0,885	0,394	0,362
P3	Reulbach	29	18	0,477	0,224	0,253	0,300	0,401	0,295
P11	Dietges	34	13	0,469	0,195	0,274	0,737	0,267	0,209
P12	Fuchskü. I	26	31	0,574	0,294	0,280	0,728	0,370	0,246
P14	Fuchskü. II	24	18	0,665	0,294	0,371	0,601	0,442	0,350
<b>Durchschnitt</b>		<b>27,8</b>	<b>16</b>	<b>0,583</b>	<b>0,275</b>	<b>0,308</b>	<b>0,717</b>	<b>0,358</b>	<b>0,284</b>

Tab. 7.1: Scherfestigkeit, Konsistenz und natürliche Wassergehalte entfestigter Röt-Tonsteine

Die natürlichen Wassergehalte ( $w_n$ ) der untersuchten Proben liegen zwischen 0,209 und 0,362 bei Betrachtung der Gesamtprobe und zwischen 0,274 und 0,442 wenn man nur das Material kleiner 0,4 mm ( $w_{<0,4}$ ) nimmt. BRUNHOF (1983) ermittelte Werte für  $w_n$  zwischen 0,309 und 0,448, STRAUß (1994) ermittelte in Nordhessen für die oberflächennahe Auflockerungszone bis etwa 15 m Tiefe Wassergehalte zwischen 0,06 und 0,130. Die deutlich höheren Werte aus den Untersuchungen von Proben aus der Rhön sprechen für eine intensivere Ver顿ung (Plastifizierung) und schlechte Drainbedingungen der tiefgründig verwitterten und aufgelockerten Röttonsteine.

Bei dem Feinmaterial kleiner 0,4 mm handelt es sich bei den untersuchten Röt-Proben insgesamt um mittel- bis ausgeprägt plastische Tone von breiiger bis halbfester Konsistenz. BRUNHOF (1983) ermittelte Werte für  $w_L$  zwischen 0,380 und 0,850 ( $I_P = 0,100$ -0,640), STRAUß (1994) nennt Werte von  $w_L = 0,270$ -0,360; bei einer Plastizitätszahl  $I_P$  zwischen 0,160 und 0,190.

Die Bestimmung des organischen Anteils ergab für  $V_{gl}$  Werte zwischen 0,028 und 0,091. Das organische Material bestand überwiegend aus feinen Kapilarwurzeln.

Die Wasseraufnahmefähigkeit  $w_A$  nach DIN 18 132 lag zwischen 0,396 und 0,614. BRUNHOF (1983) ermittelte Werte für  $w_A$  zwischen 0,306 und 0,441. Er führte neben den üblichen Versuchen zur Ermittlung der Wasseraufnahmefähigkeit an bei 105° getrockneten Proben weitere Versuche mit dispergiertem und geknetetem Probenmaterial bei unterschiedlichen Trockentemperaturen durch. Seine Ergebnisse widersprechen den Vorstellungen von JOHNSEN & KLENGEL (1973) über Mechanismen an der

Grenze Röt/Muschelkalk. JOHNSEN & KLENGEL gingen von der Annahme aus, daß die Tonsteine infolge von Druckentlastung ein erhöhtes Wasseraufnahmevermögen annehmen, verbunden mit einer zunehmenden Plastifizierung der Tonsteine. Diese Erhöhung des Wasseraufnahmevermögens trifft jedoch nach heutiger Ansicht nur für den Gebirgsbereich insgesamt zu, nicht für das Material selbst, denn durch die Entlastung werden Klüfte geöffnet und das Material selbst bis in das Mikrogefüge hinein gestört. Infolge des dadurch bedingten Wasserzutritts wird Verwitterung erst möglich bzw. verstärkt. Durch mechanische Beanspruchung (Hangschub) wird der Vorgang weiter verstärkt. BRUNHOF (1983) konnte an aufbereiteten, plastifizierten Proben keine Erhöhung des Wasseraufnahmevermögens nachweisen und widerspricht damit den Annahmen von JOHNSEN & KLENGEL (1973). Darüber hinaus ermittelte BRUNHOF (1983) bei den untersuchten Proben einen Viskositätsindex  $I_{va}$  zwischen 2,5 und 5,9. Ab einem  $I_{va} > 2,0\%$  ist mit Kriechvorgängen zu rechnen GUDEHUS (1981).

Die im Rahmenscherversuch bei einer Schergeschwindigkeit von 0,024 mm/min ermittelten Scherfestigkeiten  $\varphi'$  liegen zwischen 23°-34°, die Kohäsion  $c'$  zwischen 5-31 kN/m<sup>2</sup> (Tab. 7.1). In Tabelle 7.2 werden die ermittelten Werte mit den Ergebnissen anderer Autoren verglichen.

	<b>Scherfestigkeit <math>\varphi'</math> [°]</b>	<b>Kohäsion <math>c'</math> [kN/m<sup>2</sup>]</b>
FISCHER ET. AL (1975)	27-41	5-68
KRÜMMLING (1975)	22-26	0-16
BRUNHOF (1983)	21-29	16-58
SCHENK (1983)	20-38	0-33
SOMMER ET. AL (1989)	21-40	42-290
STRAUß (1994)	18-32	6-30
MEYER & PRINZ (1998)	18-32	0-130
MÖBUS (1998)	22-32	4-26
EIGENE ERGEBNISSE	23-34	5-31

Tab. 7.2: Scherfestigkeit von verwitterten bzw. entfestigten Röt-Tonsteinen

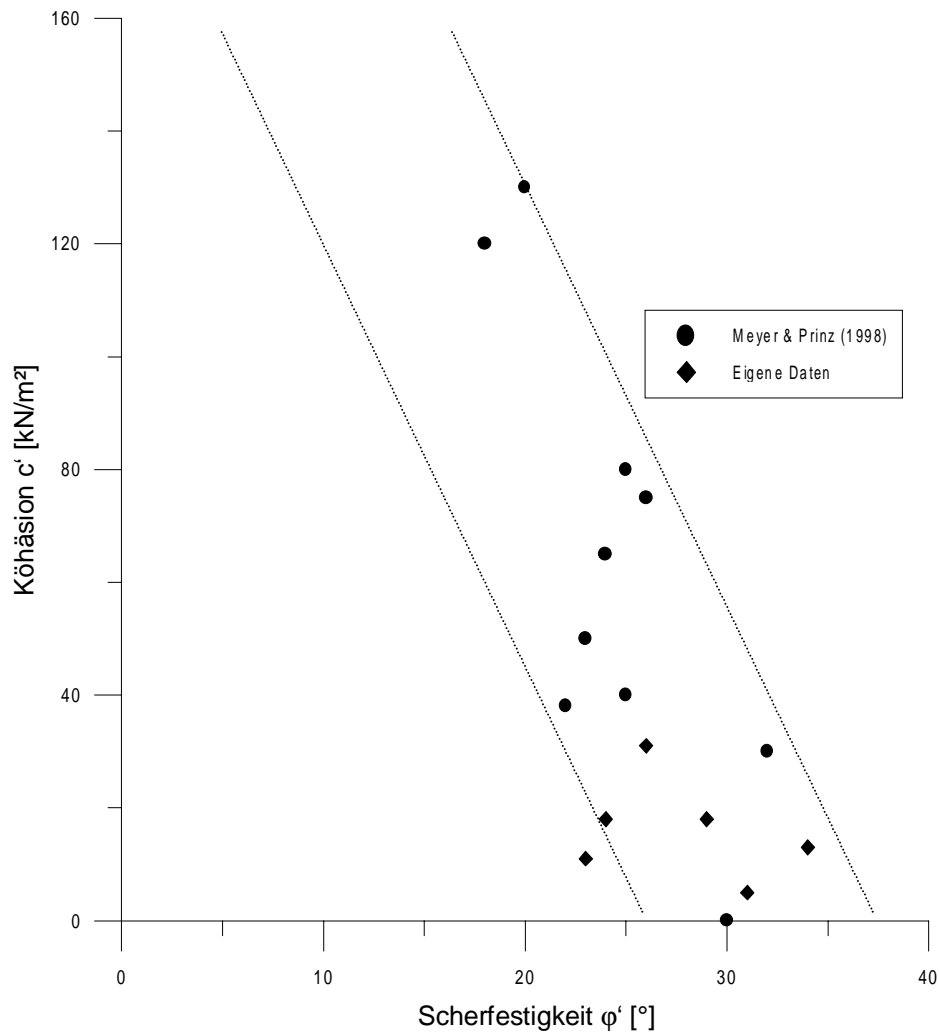


Abb. 7.3: Scherfestigkeitsparameter für entfestigte Röt-Tonsteine nach Meyer & Prinz (1998), ergänzt mit eigenen Daten.

### 7.2.2 Ergebnisse der bodenmechanischen Untersuchungen von tertiären Vulkaniten

Untersucht wurden 8 Proben von verwitterten tertiären Tuffen bzw. Basalten (Abb. 7.1). Alle Proben bestanden aus Material von Rutschmassen. Da sich die Rutschmassen aus einer Mischung von feinkörniger Matrix aus basaltischen Verwitterungsprodukten und sehr grobem Basaltschutt zusammensetzten, konnte nur Material der Matrix untersucht werden. Die mechanischen Eigenschaften gerade dieses Materials sind jedoch entscheidend für die Standsicherheit von Hängen aus vulkanischen Abfolgen.



Bei dem untersuchten Material handelte es sich um gelbe bis dunkelbraune Schluffe und Tone, mit einem Tonanteil zwischen 3-22% und einem Schluffanteil von 23-58% (Abb.7.4). Die Ermittlung der Kornverteilung erfolgte dabei durch konventionelle Probenaufbereitung (achtstündiges Überkopfschütteln). POULIOS 1990 und STRAUSS 1990 konnten aufzeigen, daß in stark bindigen Bodenproben durch konventionelle Probenaufbereitung die Tonfraktion nicht völlig aufgeschlossen wird, zur Verbesserung der Ergebnisse wird von beiden Autoren deshalb eine Behandlung der Probe mit Ultraschall vorgeschlagen. Die untersuchten Proben aus basaltischem Material wurden deshalb in einem zweiten Arbeitsgang vor dem Schütteln 10 Minuten mit einem Ultraschall-Schwingstab (SCHOELLERSCHALL Ultra-Desintegrator, TYP TG 125) behandelt. Die Ausgangsschallenergie des Schwingstabes betrug 50 Watt/cm<sup>2</sup> bei einer Frequenz von 20 kHz. Durch diese Behandlung erhöhte sich der Tonanteil der untersuchten Proben ungefähr um das 2-4 fache, auf Werte von 11 bis 62%. Besonders auffällig war dabei die Probe P6 (Wolfsgarten), deren Tonanteil von 15% auf 62% anstieg. Die Sandfraktion (20-70%) und die Kiesfraktion (0-30%) bestand überwiegend aus kleinen Basaltbruchstücken.

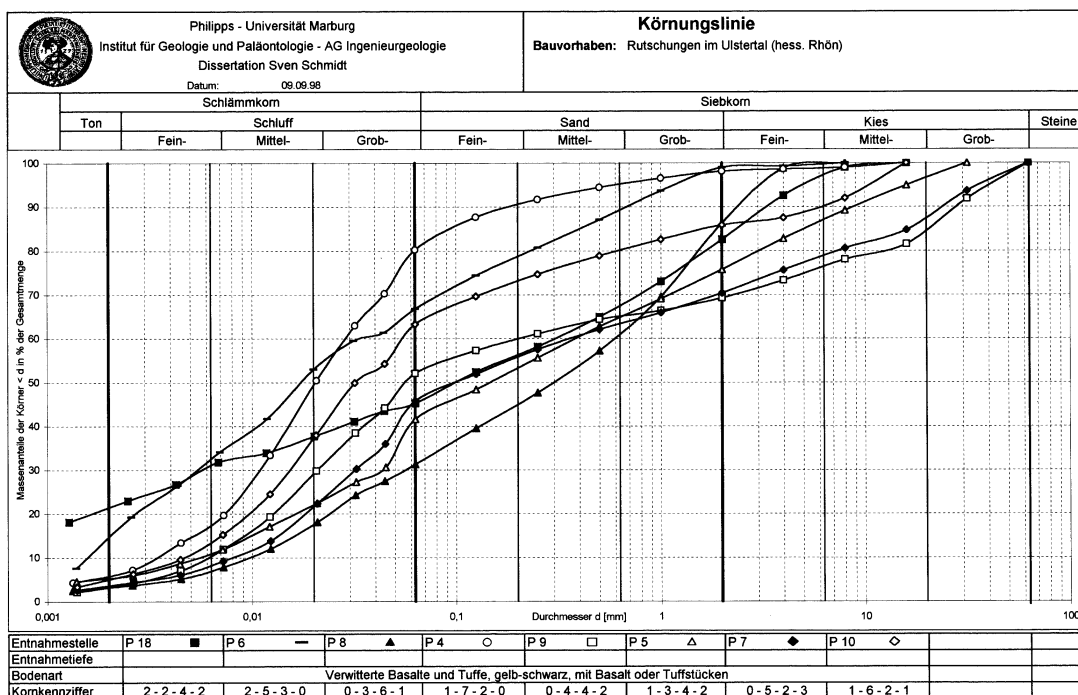


Abb. 7.4: Korngrößenverteilung der untersuchten Proben aus basaltischen Rutschmassen, Probenaufbereitung durch 8-stündiges Überkopfschütteln.

Die natürlichen Wassergehalte  $w_n$  der Proben liegen bei Betrachtung der Gesamtprobe zwischen 0,245 und 0,805. Betrachtet man nur das Material kleiner 0,4 mm ( $w_{<0,4}$ ), so liegen die Wassergehalte zwischen 0,344 und 0,805 (Tab. 7.3). Die hohen Wassergehalte einiger Proben sind ein deutlicher Hinweis auf das Vorhandensein von quellfähigen Tonmineralen. Für den westlichen Vogelsberg ermittelte CABRAL (1973) Werte von  $w_n = 0,224-0,425$ . Die Werte von VÖLTZ ET AL. (1977) für Vulkanite des Siebengebirges liegen zwischen  $w_n = 0,160$  und  $0,700$ , HEITFELD ET AL. (1985) geben Werte zwischen  $w_n = 0,100$  und  $0,530$  an.

Das untersuchte Feinmaterial hatte ausgeprägt plastische bis mittelpastische Eigenschaften, wobei viele der untersuchten Proben unterhalb der A-Linie lagen. Die Zustandsform der Proben reichte von breiig bis steif. VÖLTZ ET AL. (1977) nennen Werte für  $w_L$  zwischen 0,200 und 0,950; HEITFELD ET AL. (1985) geben Werte für  $w_L$  zwischen 0,270 und 0,960 und für  $I_P$  von 0,080 bis 0,720 an. KNOBLICH (1985) ermittelte für basaltische Proben aus dem Vogelsberg  $w_L = 0,421-0,998$  und  $I_P = 0,034-0,452$ , CABRAL (1973) gibt für  $w_L$  Werte von 0,432-0,910 an.

Proben Nr.	Probenbe- zeichnung	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m²]	$w_L$ [ ]	$w_P$ [ ]	$I_P$ [ ]	$I_c$ [ ]	$w_{<0,4}$ [ ]	$w_n$ [ ]
P4	Schafstein	28	23	0,453	0,314	0,139	0,137	0,434	0,429
P5	Reulbach	28	23	0,753	0,330	0,423	0,641	0,482	0,377
P6	Wolfsgarten	15	32	1,091	0,690	0,401	0,713	0,805	0,805
P7	Auersberg	28	20	0,658	0,330	0,328	0,302	0,559	0,400
P8	Lange Kutte	34	19	0,768	0,482	0,286	0,623	0,590	0,589
P9	Eiskaute I	31	10	0,453	0,270	0,183	0,595	0,344	0,245
P10	Eiskaute II	22	40	0,549	0,385	0,164	-1,186	0,744	0,651
P18	Kleffelshecke	12	22	0,715	0,296	0,419	0,814	0,374	0,323
<b>Durchschnitt</b>		<b>20</b>	<b>24</b>	<b>0,680</b>	<b>0,387</b>	<b>0,293</b>	<b>0,330</b>	<b>0,541</b>	<b>0,477</b>

Tab. 7.3: Die wichtigsten bodenmechanischen Kennwerte der untersuchten Proben aus tertiären Vulkaniten.

Die Bestimmung des organischen Materials nach DIN 18 128 ergab für  $V_{gl}$  Werte zwischen 0,078 und 0,169. Das organische Material bestand überwiegend aus feinen Kapilarwurzeln und z.T. auch aus tertiären Braunkohleresten.

Nach DIN 18 132 lag die Wasseraufnahmefähigkeit  $w_A$  zwischen 0,399 und 1,000. VÖLTZ ET AL. (1977) ermittelten Werte zwischen 0,530 und 0,134. HEITFELD ET AL. (1985) geben Werte für  $w_A$  zwischen 0,300 und 1,430 an.

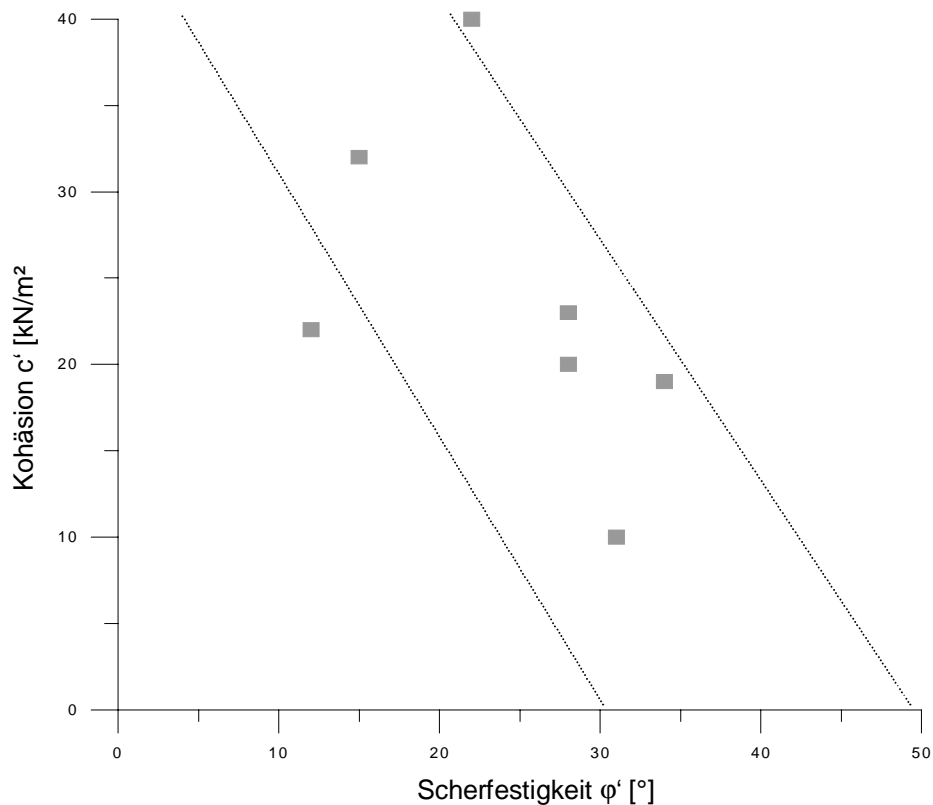


Abb. 7.5: Scherfestigkeitsparameter für verwitterte tertiäre Vulkanite.

Die im Rahmenscherversuch bei einer Schergeschwindigkeit von 0,024 mm/min ermittelten Scherfestigkeiten  $\phi'$  liegen zwischen 12°-34°, die Kohäsion  $c'$  zwischen 10-40 kN/m². In Tabelle 7.4 werden einige Werte anderer Autoren aus tertiären Vulkangebieten Deutschlands mit den eigenen Ergebnissen verglichen.

	Scherfestigkeit $\phi'$ [°]	Kohäsion $c'$ [kN/m²]
HOSSEINZADEH (1976)	29-35	8-15
VÖLTZ ET AL (1977)	11-27	15-88
HEITFELD ET AL. (1977)	24-29	11-15
BAALBAKI (1980)	10-34	10-30
KNOBLICH (1985)	13-27	13-24
MÜLLER (1987)	18-27	4-40
EIGENE WERTE	12-34	10-40

Tab. 7.4: Scherfestigkeit von verwitterten bzw. entfestigten tertiären Vulkaniten

### 7.3 Mineralogische Untersuchungen

Der Tonmineralanteil von Lockergesteinen hat großen Einfluß auf die Scherfestigkeit und damit auch auf die Standsicherheit von Hängen, die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Proben wurde deshalb durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen bestimmt.

Für die Bestimmung des Tonmineralanteils, insbesondere des Anteils an quellfähigen Tonmineralen (QTM), wurden durch Aufstreichen des Probenmaterials auf Glasprobenträger Texturpräparate, entsprechend der Methode nach VORTISCH (1982), hergestellt. Zuerst wurden die Diagramme unbehandelt geröntgt und Übersichtsdiagramme erstellt. Zur Bestimmung des Tonmineralanteils wurden die Präparate danach einer 16-stündigen Ethylenglycol-Bedampfung bei 60° C ausgesetzt. Anschließend wurden die Proben einer thermischen Behandlung bei 350° bzw. 550 °C (je 2 Stunden) unterzogen. Nach jedem Behandlungsschritt wurden die Proben geröntgt, die dabei zu beobachtenden Peak-Verlagerungen verschiedener Tonminerale werden von BRINDLEY & BROWN (1984) beschrieben.

Die Analyse wurde mit einem Diffraktometer des Typs "Philips PW 1050/25" durchgeführt (Kupfer-k-*alpha* Strahlung mit 50 kV/20 mA, Meßbereich 2°-42° 2 *Theta*, Goniometergeschwindigkeit 0,1°/s, Röhrenblende 0,5°, Detektorblende 0,1°). Die Goniometersteuerung und Datenerfassung erfolgte mit dem Programm Gonio V. 3.0.

Als Grundlage für die Bestimmung der verschiedenen Tonminerale, die im wesentlichen anhand der Basisreflexe erfolgte, diente das Handbuch von BRINDLEY & BROWN (1994). Wichtig für die semiquantitative Bestimmung der Tonminerale ist der Gesamtkarbonatgehalt der jeweiligen Probe. Dieser wurde mit einer Karbonatbombe nach MÜLLER & GASTNER (1971) CO<sub>2</sub>-volumetrisch bestimmt und in Prozent angegeben. Für die Auswertung der Röntgenergebnisse wurde die Auswertesoftware Siemens *Diffac-AT Ceva V 2.0* und *WinJade V. 3.1* verwendet.

### 7.3.1 Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Röt-Proben

Bei dem Rötmaterial stellt Illit (34-52%) den Hauptanteil dar. Der Anteil an quellfähigen Tonmineralen (QTM) variierte zwischen 2% und 14%. Es dürfte sich hierbei um das mixed layer Tonmineral Corrensit handeln (LIPPMANN 1956, SCHENK 1983). Chlorit und Kaolinit treten nur untergeordnet auf (4-9%).

Der Quarzanteil beträgt zwischen 11-22%, der Anteil an Kalzit liegt in der Regel um die 10%, in Ausnahmen bis zu 29% der Gesamtprobe. Dolomit wurde nur in einer Probe nachgewiesen (P11 3%). Untergeordnet wurden auch Feldspäte und Hämatit nachgewiesen.

Proben Nr.	Probenbezeichnung	QTM	Illit	Chlorit + Kaolinit	Quarz	Kali-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Hämatit
P1	Seiferts	2	42	4	22	7	11	10	2
P2	Ehrenberg N	17	43	4	15	0	9	10	2
P3	Reulbach	14	34	4	11	5	2	29	1
P11	Dietges	6	50	5	13	0	5	17*	2
P12	Fuchskü. I	14	50	7	13	0	2	12	2
P14	Fuchskü. II	10	51	9	11	0	8	11	0
P13	Fuchskü. III	4	52	8	16	5	2	11	2
	<b>Durchschnitt</b>	<b>10</b>	<b>46</b>	<b>6</b>	<b>14</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>14</b>	<b>2</b>

\* Probe enthält zusätzlich 3% Dolomit

Tab. 7.5: Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Röt-Proben (Angaben in %)

Der Einfluß der quellfähigen Tonminerale auf die bodenmechanischen Eigenschaften von Böden wird in Abb. 7.6 deutlich. So ist deutlich zu erkennen, daß mit zunehmendem Gehalt an quellfähigen Tonmimeralen die Scherfestigkeit abnimmt. Ein Zusammenhang zwischen dem Anteil an quellfähigen Tonmimeralen und der Plastizitätszahl  $I_p$  konnte nicht nachgewiesen werden.

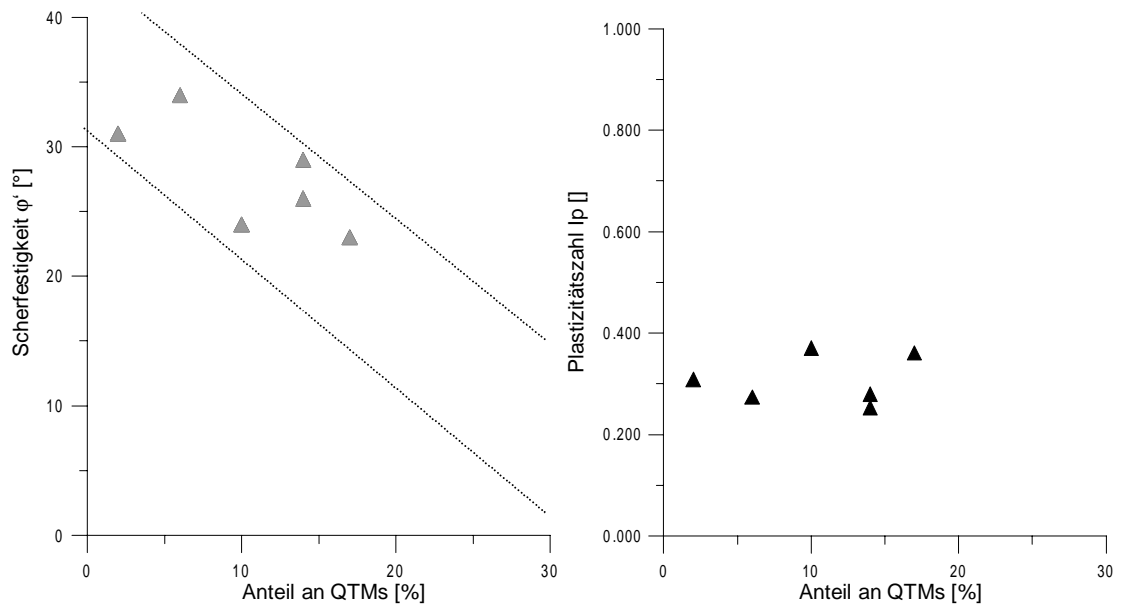


Abb. 7.6: Zusammenhang zwischen dem Anteil an quellfähigen Tonmineralen (QTM) in entfestigten Röt-Tonsteinen und den bodenmechanischen Eigenschaften. Die linke Abbildung vergleicht den QTM-Gehalt der Proben mit den ermittelten Scherfestigkeiten, die rechte zeigt den Vergleich mit den Plastizitätszahlen.

### 7.3.2 Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten tertiären Vulkanite

Die Zusammensetzung der untersuchten Proben aus tertiären Verwitterungsmaterial variiert viel stärker, als die der untersuchten Röt-Proben. Der Anteil an quellfähigen Tonmineralen beträgt zwischen 3% bei Probe P10 (Eiskaute II) und 63 % bei Probe P6 (Wolfsgarten). Wie stark das Material auf engstem Raum in seiner mineralogischen Zusammensetzung variiert, zeigt ein Vergleich der Proben Eiskaute I und Eiskaute II, deren Entnahmepunkte nur ca. 80 m von einander entfernt liegen. Trotz der großen Unterschiede bei der mineralogischen Zusammensetzung konnten beim Vergleich mit den ermittelten bodenmechanischen Kennwerten keine signifikanten Zusammenhänge nachgewiesen werden (Abb. 7.7).

Proben Nr.	Probenbezeichnung	QTM	Illit	Chlorit + Kaolinit	Quarz	Kali-Feldspat	Plagioklas	Kalzit
P4	Schafstein	4	6	3	35	36	16	0
P5	Reulbach	26	26	0	8	18	9	11
P6	Wolfsgarten	63	27	0	6	1	1	2
P7	Auersberg	41	28	0	9	6	7	9
P8	Lange Kutte	51	25	4	6	2	2	10
P9	Eiskaute I	18	22	7	17	15	11	10
P10	Eiskaute II	3	17	9	21	30	10	10
P18	Kleffelshecke	14	47	4	16	5	4	10
	<b>Durchschnitt</b>	<b>28</b>	<b>25</b>	<b>3</b>	<b>15</b>	<b>14</b>	<b>8</b>	<b>8</b>

Tab. 7.6: Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten tertiären Vulkanite  
(Angaben in %)

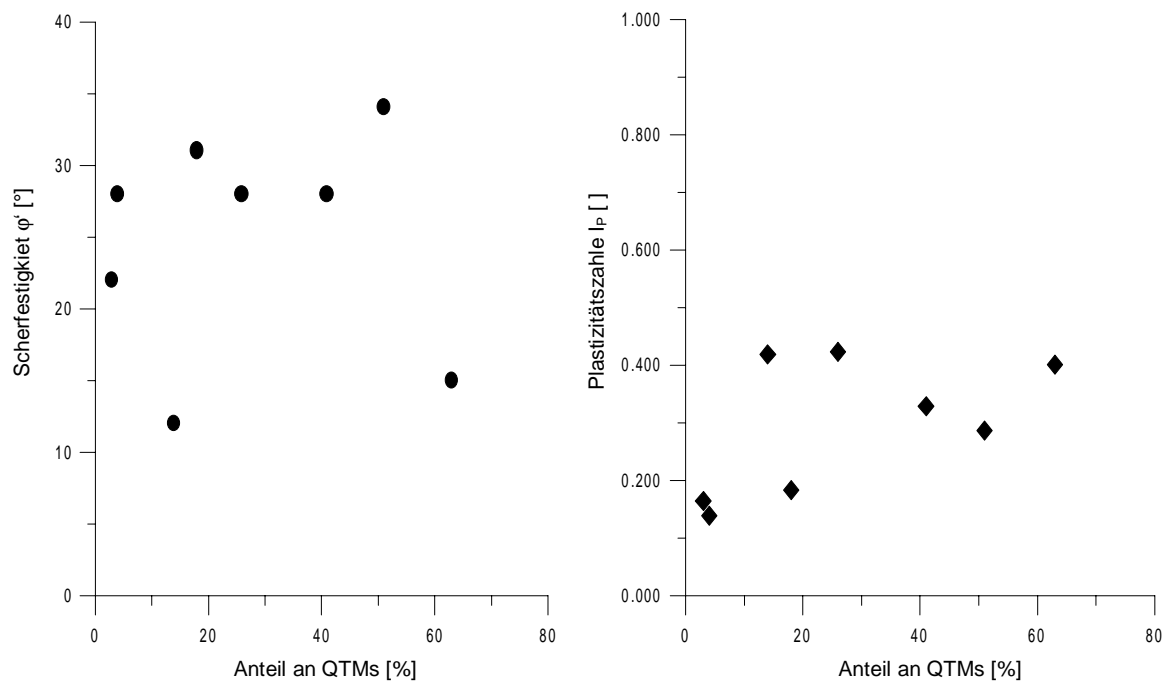


Abb. 7.7: Vergleich zwischen Anteil an quellfähigen Tonmineralen (OTM) tertiärer Vulkanite und bodenmechanischen Eigenschaften, links Scherfestigkeit, rechts Plastizitätszahl.



## **8. Rutschungsmodelle und Standsicherheitsberechnungen**

Für die geplante Herstellung von Risikokarten ist es notwendig, die Entstehung und den Ablauf der im Gebiet aufgefundenen Rutschungen mit Hilfe der vorhandenen Informationen zu erklären. Zur Überprüfung der einzelnen Theorien wurden Standsicherheitsberechnungen durchgeführt.

### **8.1 Aufgefundene Rutschungstypen und Ursachenforschung**

Nach der Analyse der Geländearbeiten können verschiedene Rutschungstypen und geologische Ursachen für die Hangbewegungen im Untersuchungsgebiet unterschieden werden. Im großen ganzen lassen sich die Rutschungen im Untersuchungsgebiet vier unterschiedlichen geologischen Ausgangssituationen zuordnen:

- Kriechbewegungen in Solifluktsdecken
- Schlammströme unterhalb von Gebieten mit Gesteinsschuttansammlungen
- Rutschungen an der Grenze von Röt-Tonsteinen zu Kalksteinen des Unteren Muschelkalks
- Rutschungen an der Grenze von überwiegend tuffitischen Gesteinen zu Basalten

Zwischen diesen Ausgangssituationen gibt es zahlreiche Wechselwirkungen, die zu zahlreichen Übergangs- und Mischformen führen. Insgesamt aber traten die bedeutendsten Rutschungen des Arbeitsgebietes an der Röt-/Muschelkalkgrenze bzw. in tertiären Vulkaniten auf. Die großflächigen, schlecht abgrenzbaren Kriechbewegungen in den quartären Soliflutionsdecken besitzen meist nur einen geringen Tiefgang, welcher von der Mächtigkeit der Solifluktsdecke vorgegeben wird. Auf ihren möglichen Einfluß beim Auslösen von Hangbewegungen z.B. auch an der Röt/Muschelkalkgrenze wird an späterer Stelle eingegangen.

Bei den aufgefundenen Rutschungen fällt zunächst eine Häufung im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze auf (z.B. Abb. 6.64). Bei näherer Betrachtung wird jedoch sichtbar, daß ein großer Teil der Rutschungen an der Grenze von tertiären Tuffen zu Basalten bzw. tertiären Sedimenten liegen. Daraus folgt, daß zwei geologische Schichtgrenzen für das Auftreten von Rutschungen in der

Region ausschlaggebend sind. Bei den durchgeführten Untersuchung stellte sich weiter heraus, daß sich diese beiden Grenzen gegenseitig beeinflussen, bzw. zahlreiche Rutschungen sowohl Abfolgen des Röt und des Muschelkalks als auch tertiärer Vulkanite betrafen. Entscheidend dafür, ob sich die Rutschungen an der Röt-/Muschelkalkgrenze bis in die überlagernden tertiären Vulkanite fortsetzten oder sich in den tertiären Vulkaniten ein eigenständiger Rutschhorizont entwickelt, sind offensichtlich zwei Faktoren: zum einen die Mächtigkeit des Muschelkalks und zum anderen die Mächtigkeit der Tuffe unterhalb der Basalte.

Ein weiteres Ergebnis der Geländearbeit war die Feststellung, daß alle Großrutschungen der Region fossil sind, daß sie also unter anderen klimatischen Bedingungen aufgetreten sind als sie heute vorliegen. Aus historischer Zeit sind in der Region keine Rutschungen überliefert (vgl. Kap. 6). Rutschungen die in den letzten Jahrzehnten in Nordosthessen auftraten (ACKERMANN 1953, 1956, 1958, 1959; MORTENSEN 1960; RÖSING & WENZEL 1985, WENZEL 1994, MÖBUS 1998), unterscheiden sich in ihrem morphologischen Aufbau deutlich von denen im Untersuchungsgebiet.

Um den Zeitraum für das Auftreten von Rutschungen in der Region einzugrenzen, muß man die klimatischen Verhältnisse während des Pleistozäns und zu Beginn des Holozäns berücksichtigen. Während des Pleistozäns lag die Region im Bereich des Periglazials. Der Boden war bis in 100-200 m Tiefe permanent gefroren: Die chemische Verwitterung der Tonsteine war unterbrochen, auch die bodenphysikalischen Eigenschaften änderten sich, denn gefrorener Boden hat die mechanischen Eigenschaften von Festgestein. In der Zeit der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit), vor 70 000 bis 10 000 Jahren, ist in der Region nur mit oberflächennahen Solifluktionsbewegungen zu rechnen. Tiefer reichendes Auftauen des Bodens war nur in den relativ kurzen Interstadialen der Weichsel-Kaltzeit möglich. Während der Sommer war in Kaltzeiten auch die Erosionsrate besonders hoch (WEISE 1983), weil Wasserverluste durch Transpiration niedrig sind und ein Versickern der Niederschläge durch den Permafrostboden verhindert wird. Die im Untersuchungsgebiet aufgefundenen Rutschmassen wären also weitgehend ein Opfer der Erosion geworden, wenn sie zu dieser Zeit schon existiert hätten. Relikte solcher Ereignisse bilden heute die Fußschollen im Vorfeld der Muschelkalkschichtstufe.

Als möglicher Entstehungszeitraum der Rutschungen bietet sich somit der Zeitraum vom Ende der letzten Kaltzeit vor ca. 10 000 Jahren bis zu dem

Atlantikum vor ca. 6000 Jahren an. In dieser Zeit begann der Permafrostboden zu tauen und die Vegetation wandelte sich von waldlosen Tundren, über baumarme Waldtundren mit Birken-Kiefern-Bewuchs hin zu dichten Eichen-Mischwäldern (BEYER 1996). Das Atlantikum ist als eine besonders niederschlagsreiche Zeit bekannt. Einher mit diesen Änderungen des Klimas und der Vegetation dürften grundlegende Veränderungen der hydrogeologischen Situation gegangen sein, die wiederum starken Einfluß auf die Stabilität der Hänge hatten.

#### 8.1.1 Bewegungsmechanismen bei Rutschungen an der Grenze Röt-Muschelkalk

Die Grenze Röt-Muschelkalk ist seit langem für ihre Rutschungsanfälligkeit bekannt. Hauptursache ist der Kontakt klüftiger, gut wasserwegsamere Kalksteine zu den liegenden wasserstauenden Tonsteinen des Röt. Über die Ursachen und die an dieser Grenze wirksamen Mechanismen liegen Untersuchungen von ACKERMANN (1959) und BERNHARD (1968) für Nordhessen und von JOHNSEN & KLENGEL (1973) und JOHNSEN (1980) für Thüringen vor.

Bei den Rutschungen im Untersuchungsgebiet können Driften, Gleiten, Fließen, Kriechen und Fallen als Bewegungsarten beobachtet werden. Das Alter der Rutschungen wird auf mehrere tausend Jahre geschätzt, jedoch sind Kriechbewegungen von Rutschmassen auch aus heutiger Zeit bekannt (cf. Kap. 6.3.3).

Ursachen für das Auftreten waren die Wechselwirkung komplexer geologischer und geomorphologischer Gegebenheiten an der Röt-/Muschelkalkgrenze, fehlende Vegetation, sowie extreme Klimaereignisse. Erste Voraussetzung für das Auftreten von Rutschungen an der Muschelkalkschichtstufe war, daß das Erosionsniveau unterhalb der Röt-Muschelkalkgrenze liegt. Erst wenn dies der Fall ist, werden die anderen Faktoren wie Verwitterung und Plastifizierung, Auflockerung, Klüftung, Wasserübersättigung, Vegetation, Reliefenergie wirksam. Im folgenden sollen der Zustand vor dem Rutschereignis und der idealisierte Ablauf der Rutschung diskutiert werden.

Das Vorhandensein kompetenter Schichten aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks über inkompetenten Schichten aus Tonsteinen des Röt führte im Laufe der Zeit durch Erosion und Denudation zur Ausbildung einer morphologischen Schichtstufe. Diese Vorgänge dürften überwiegend im

Pleistozän, zum Teil aber auch im frühen Holozän stattgefunden haben. Je steiler diese Schichtstufe ausgebildet war, desto größer war die potentielle Reliefenergie die ihren Ausgleich z.B. in Form von Rutschungen suchte. Die Abtragung der Kalksteine des Muschelkalks führte parallel bzw. subparallel der Schichtstufe zu Entspannungserscheinungen in den liegenden, verwitterten Röt-Tonsteinen. Aufgrund der Druckentlastung und dem Öffnen von Entspannungsklüften kommt es zu einer Erhöhung der Wasserausnahme. Die erhöhten Wassergehalte förderten die Verwitterung und führen zu einer verstärkten Plastifizierung der Röt-Tonsteine. Diese Vorgänge reichen bis unter die Schichtstufe und destabilisieren den Hang. Eine weitere Auflockerungsursache der Röt-Tonsteine sind atektonische Lagerungsstörungen durch Auslaugung des Röt-salinars. Alle diese Ereignisse führten zur Verschlechterung der bodenmechanischen Eigenschaften der Oberen Röt-Folge.



Abb. 8.1: Mit Gesteinschutt verfüllte Spalte im Abrißbereich der Rutschung Fuchsküppel (FD-HI 7). Aufnahme April 1998.

Die mechanischen Eigenschaften der überlagernden Kalksteine des Unteren Muschelkalks spielen bei der Beurteilung der Standsicherheit eine untergeordnete Rolle. Entscheidend ist das vorhandene Kluft- und Störungssystem, daß die kompetente Gesteinsplatte des unteren Muschelkalks in unterschiedliche große Blöcke zerlegt. Diese Blöcke bilden eine vertikale Last auf die verwitterten und plastifizierten Tonsteine des Röt. Durch die Klüfte wird die Wasserzufuhr zu den unterlagernden Röt-Tonsteinen verstärkt. Großen Einfluß auf den Verlauf der Schichtstufe scheinen auch Störungszonen zu

haben, die heute alle mehr oder weniger parallel zu den inzwischen zurückgewanderten Schichtstufen verlaufen (cf. Kap. 5.2).

Mit Ende der letzten Kaltzeit vor ca. 10 000 Jahren könnte außerdem durch das von der Oberfläche ausgehende Auftauen der Permafrostböden innerhalb der Oberen Rötfolge, eine Übersättigung mit Wasser vorgeherrscht haben, die möglicherweise zum Auslöser von Hangbewegungen wurde. Durch den gefrorenen tieferen Untergrund wurde ein Versickern des Tauwassers und neuer Niederschläge verhindert. Unterhalb der Schichtstufe traten kleinere Rutschungen innerhalb der Röt-Folge auf. Als Bewegungstyp kann dabei Gleiten (z.B. FD-EH 16, Kap. 6.3.1) oder Fließen (z.B. FD-EH 2) angenommen werden. Durch diese Bewegungen wurde der Hang weiter destabilisiert. Die in der Nähe der Schichtstufe gelegenen Blöcke beginnen aufgrund ihres Eigengewichtes in die unterlagernden verwitterten Röt-Tonsteinschichten einzusinken. Hinter der Steilkante bilden sich Spalten, die sich zu Abrißspalten aufweiten (Abb. 8.1). Durch das Einsinken der Muschelkalkblöcke werden die liegenden Tonsteine zum einen am Vorderrand der Schichtstufe ausgepreßt, zum anderen aber auch in offene Spalten der Kalksteine eingepreßt. Diese Vorgänge können langsam kriechend oder schnell durch teilweises Ausfließen der verwitterten und plastifizierten Tonsteine erfolgen. Die Röt-Tonsteine bleiben dabei teilweise als Blöcke erhalten (Abb. 8.2)(cf. FD-EH 1, Kap. 6.3.3 und FD-HI 3), da sich die Rutschbewegungen auf einzelnen plastifizierten Tonsteinschichten abspielen können, bzw. die Bewegungen werden von dem verwitterten Material hervorgerufen, das sich bevorzugt an Klüften oder wasserdurchlässigen Schichten bildet. Durch diese Verwitterungsvorgänge sowie die Gebirgsauflockerung infolge tektonischer oder vulkanischer Tätigkeit bzw. die Druckentlastung durch Erosion und Denudation, verliert die Tonsteinfole des Röt soviel an Stabilität, daß sie zu rutschen beginnt.

Während des Rutschvorgangs zerbrechen die Muschelkalkblöcke immer weiter, bis sie sich im unteren Teil der Rutschmassen mit Rötmaterial vermischen. Beispielhaft ist dies z.B. an der Rutschung Habelsberg (FD-TA 4, Kap. 6.3.7) zu beobachten (Abb. 8.3 u. Abb. 8.4), aber auch innerhalb der Rutschungen Fuchsküppel (FD-HI 7) und FD-HI 3.



Abb. 8.2: Scholle aus Röt-Tonsteinen im Rutschungsfuß der Rutschung FD-HI 3 bei Dietges. Aufnahme April 1997.

Die beim Rutschvorgang entstehenden Abrisse haben meist einen bogenförmigen Verlauf. Dies ist damit zu erklären, daß sie in den engständig geklüfteten Kalksteinen des Unteren Muschelkalks besonders im Bereich der Flanken meist von einer Kluft zur nächsten verspringen. Abrisse die einer einzigen Großkluft zu zuordnen sind, finden sich im Arbeitsgebiet selten (z.B. FD-HI 7). Der entstehende Abriß ist offensichtlich wenig stabil, so daß nach relativ kurzer Zeit nur noch ein Steilhang aus Gesteinsschutt erkennbar ist, der den Verlauf des Abrisses nachzeichnet.

An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß sich gerade der Abrißbereich der Rutschungen in Untersuchungsgebiet deutlich von denen z.B. in Nordosthessen, z.B. im Ringau, unterscheiden. Dort findet man häufig Abrisse im Unteren Muschelkalk, die als Steilwand von bis zu 30 m Höhe ausgebildet sind und den Verlauf von Großklüften oder Störungen nachzeichnen (ACKERMANN 1958, MÖBUS 1998). Solch markante und relativ stabile Abrisse treten im Untersuchungsgebiet im Bereich der Muschelkalkschichtstufe nicht auf. Ein weiterer Unterschied bei Rutschungen im Untersuchungsgebiet ist die größere flächenhafte Ausdehnung in Richtung Vorland und die flachen Hangneigungen der Rutschmasse, besonders im Bereich des Rutschungsfußes. Rutschungen mit solchen Merkmalen sind rezent nicht bekannt und unter den momentanen klimatischen Bedingungen auch nicht vorstellbar.





Abb. 8.3: Große Blöcke aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks im mittleren Teil der Rutschmassen der Rutschung FD-HI 3 westlich von Dietges. Aufnahme April 1997.



Abb. 8.4: Stark zerkleinerte Kalksteine des Unteren Muschelkalks in der Rutschmasse der Rutschung Habelsberg (FD-TA 4). Aufnahme April 1998.

Aus historischer Zeit ist im Untersuchungsgebiet nur eine kleinere Rutschung (FD-EH 34) an der Röt/Muschelkalkgrenze bekannt geworden. Durch einen Straßenanschnitt SE-lich von Seiferts wurde am 24.12.1974 im Bereich des Flurstückes Dreibrunnen eine Rutschung an der Röt-/Muschelkalkgrenze ausgelöst. Durch diese Rutschung wurde die L 3476 auf 90 m Breite zerstört. Vorausgegangen waren langanhaltende Starkregen. Die eigentliche Rutschmasse aus Röttonsteinen und Kalksteinen des Unteren Muschelkalks



war von einer mehrere Meter mächtigen Decke aus basaltischem Solifluktionsschutt verdeckt. Durch Entwässerung des dortigen Hangabschnittes konnte der Hang stabilisiert werden (AMT FÜR STRAßEN- UND VERKEHRSWESSEN FULDA 1980, Gutachten E 162/76). Dieser Vorfall zeigt wie sensibel der Hang im Bereich der Grenze Röt-Muschelkalk auf anthropogene Eingriffe reagiert. Rezente Aktivitäten treten sonst heute nur in den Rutschmassen auf und zwar bei langanhaltender niederschlagsreicher Witterung in Form von Kriechbewegungen Kriechbewegungen, die zur Zerstörung von Verkehrswegen und Bauwerken führen können (FD-HI 1, Kap. 6.3.3). Auch im Abrißbereich wurden Bewegungen beobachtet (FD-EH 19, Kap. 6.3.6) oder vermutet (FD-HI 7, Kap. 6.3.2).

JOHNSEN & KLENGEL (1973) weisen zurecht darauf hin, daß immer mehrere Einflußfaktoren den Mechanismus und den Ablauf, sowie das Erscheinungsbild der Hangbewegungen beeinflussen. Jedem Rutschungstyp auch innerhalb einer Rutschung kann ein bestimmter Bewegungstyp zugeordnet werden, der das Ergebnis der sich talwärts bewegenden Rutschmassen darstellt. So kann ein Mechanismus von einem anderen abgelöst werden, wenn sich Ursachen und Bedingungen für die Hangbewegungen auf Grund der Lage des Rutschkörpers am Hang ändert. Es können aber auch mehrere Bewegungsmechanismen gleichzeitig nebeneinander auftreten.

Als Hauptbewegungstypen, die den größten Teil der Rutschmasse hervorbringen, treten bei den Rutschungen an der Grenze Röt-Muschelkalk besonders Gleiten und Fließen auf, wobei hier eine Grenzziehung zwischen Ursache und Wirkung der einzelnen Bewegungen nicht möglich ist. Als Folge oder Vorläufer dieser Hauptbewegungstypen treten Sekundärbewegungstypen wie Fallen, Kippen und Driften besonders im Abrißbereich, aber auch Fließen und Gleiten innerhalb der Rutschmasse mit den unterschiedlichsten Wechselwirkungen zueinander auf. Die Rutschungen im Bereich der Röt-Muschelkalkgrenze sind heute soweit stabilisiert, daß nur noch bei langanhaltender niederschlagsreicher Witterung mit kleineren Bewegungen innerhalb der Rutschmassen oder im steilen Abrißbereich zu rechnen ist. Dieses Hanggleichgewicht kann jedoch durch anthropogene Eingriffe leicht gestört werden.

### 8.1.2 Bewegungsmechanismen bei Rutschungen in tertiären Vulkaniten

Der Kontaktbereich von tertiären verwitterten und plastifizierten Tuffen zu überlagernden klüftigen Basalten ist für seine instabilen Hänge bekannt. Als Hauptursache ist auch hier der Kontakt gut wasserwegsamere Basalte zu den liegenden wasserundurchlässigen verwitterten Tuffen zu nennen. Untersuchungen über Ursachen und ablaufende Mechanismen von Rutschungen an dieser lithologischen Grenze liegen für die Region nicht vor.

Ähnlich wie bei der Röt-Muschelkalkgrenze ist auch hier das Vorhandensein kompetenter Basaltschichten im Hangenden und inkompetenter Tufflagen im Liegenden die geologische Ursache für die Ausbildung einer morphologischen Schichtstufe durch Erosion und Denudation. Diese morphologische Schichtstufe kann im Untersuchungsgebiet mit der Muschelkalkschichtstufe zusammenfallen, was besonders im südlichen Teil des Arbeitsgebietes zu beobachten ist. Wie bei der Röt-Folge führte die Druckentlastung der Tuffschichten zu einer erhöhten Wasseraufnahme und einer verstärkten Verwitterung, wodurch die bodenmechanischen Eigenschaften verschlechtert und die Hänge destabilisiert werden. Außerdem ist hier das häufige Auftreten von quellfähigen Tonmineralen in tuffitischen Lagen zu nennen.

Bei den Basaltschichten des Untersuchungsgebietes sind zwei Beobachtungen für die Standsicherheit der Hänge von Bedeutung. Ein großer Teil der Basalte ist durch die tropische Verwitterung im Tertiär schon stark verwittert. Die Verwitterung ging von den Trennflächen aus und hinterließ stark gerundete Basaltblöcke (Abb. 8.5), wobei die Klüftfüllungen entsprechend mit verwittertem, plastifiziertem Basaltmaterial gefüllt sind. Bei weit fortgeschrittener chemischer Verwitterung findet man heute nur noch verdeckte Blockmeere, die häufig auch noch durch Solifluktion im Pleistozän hangabwärts bewegt wurden.

Diese chemische Verwitterung, die von den Trennflächen ausgeht, ist wahrscheinlich auch eine Ursache für das Auftreten von Mooregebieten auf der Hochfläche der Hohen Rhön. In den stark geklüfteten, gut wasserdurchlässigen Basalten ist dies sonst nur schwer zu erklären. Neben den stark verwitterten Bereichen finden sich zum anderen viele Übergangsstadien zu unverwittertem Basalt, die auf das unterschiedliche Entstehungsalter der Vulkanite und ihre Exposition während des Tertiärs zurückzuführen sind (EHRENBURG & HICKETHIER 1994a). In der Rutschmasse der Rutschung FD-EH 19 (Kap. 6.3.6) finden sich gerundete Basaltblöcke von bis zu 10 m Durchmesser, die als Überreste der durch chemische Verwitterung angerundeten Basaltschichten gedeutet werden. Neben diesen stark angewitterten Basalten finden sich z.B. bei Reulbach und

am Habelsberg auch relativ unverwitterte Basaltvorkommen mit senkrechtem Trennflächengefüge.

Die unterschiedlichen Verwitterungsstufen der Basaltdecke führten beim Auftreten der Rutschungen zu unterschiedlich ausgebildeten Abrißbereichen. Im Bereich der unverwitterten Basalte kommt es zu Ausbildung steiler Abrisse, die heute noch bis zu 40 m hohe Felswände bilden (z.B. FD-TA 4, Kap. 6.3.7). In diesen Bereichen spielen, wie bei den geklüfteten Kalksteinen des Muschelkalks, die gesteinsmechanischen Eigenschaften der Basalte nur eine untergeordnete Rolle. Ausschlaggebend für die Beurteilung der Standsicherheit ist hier nur das hauptsächlich aus Abkühlungsklüften bestehende Trennflächengefüge. Die Basalte sind demnach nur als senkrechte Last zu betrachten, die auf die liegenden verwitterten Tuffe einwirkt. Der Abriß folgt dem vorgegebenen Trennflächengefüge. Dabei können auch große Blöcke von Basalt beobachtet werden, die als Ganzes in der Rutschmasse talwärts gleiten (z.B. FD-TA 7). Ähnliche Beobachtungen wurden auch von BÜCKING (1909c) und SCHMIDT (1992) in angrenzenden Gebieten gemacht.



Abb. 8.5: Deutlich gerundete Basaltblöcke in der Rutschmasse der Rutschung Eiskaute (FD-HI 12).

In den stark verwitterten Basaltschichten bilden sich nur flache, häufig auch sehr undeutliche Abrisse aus (z.B. FD-EH 19, Kap. 6.3.6 oder FD-HI 13, Kap. 6.3.5). Die mechanischen Eigenschaften dieses verwitterten Basaltmaterials sind aufgrund seiner heterogenen Zusammensetzung und teilweiser Verlagerung durch Solifluktion schlecht einzuschätzen. In der vorliegenden Arbeit wurden sie deshalb ähnlich wie die unverwitterten Basaltschichten als vertikale Last betrachtet.

Das zeitliche Auftreten und der Ablauf der Basalt-Rutschungen dürfte identisch mit den Vorgängen an der Röt-Muschelkalkgrenze sein. Auch bei den Bewegungstypen kommt es zu zeitgleichem oder zeitversetztem Auftreten unterschiedlicher Bewegungen in verschiedenen Bereichen der Rutschung. Die jeweilige Ausgangssituation für die einzelnen Bewegungstypen wird durch den Verlauf der Rutschung immer wieder neu vorgegeben.

Rezent werden im Untersuchungsgebiet nur Kriechbewegungen innerhalb der Rutschmassen beobachtet, die in niederschlagsreichen Jahren z.T. zu Straßenschäden oder Schäden an Gebäuden führten .

Als Hauptbewegungstypen treten bei den Rutschungen an der Grenze von kompetenten zu inkompetenten tertiären Vulkaniten besonders Fließen und Gleiten auf, wobei hier eine Grenzziehung zwischen Ursache und Wirkung der einzelnen Bewegungen ebenso wie an der Röt- Muschelkalkgrenze nicht möglich ist. Als Folge oder Vorläufer dieser Hauptbewegungstypen treten auch hier Sekundärbewegungstypen wie Fallen, Kippen und Driften besonders im Abrißbereich, aber auch Fließen und Gleiten innerhalb der Rutschmasse mit den unterschiedlichsten Wechselwirkungen zueinander auf. Die Rutschmassen aus verwitterten tertiären Tuffen oder wie im Norden des Arbeitsgebietes auch in Wechsellagerung mit tertiären Sedimenten neigen bis heute zum Fließen. Im Gelände lassen sich zum Teil deutliche Fließwülste innerhalb der Rutschmassen beobachten, z.B. bei den Rutschungen FD-EH 6 (Abb. 8.6) und FD-HI 31. Besonders im Bereich von steilen Abrißwänden, wie bei den Rutschungen Habelsberg (FD-TA 4, Kap. 6.3.7) oder Reulbach (FD-EH 1, Kap. 6.3.4) ist das Ablösen von großen Basaltblöcken möglich.

Die Rutschungen im Bereich der tertiären Vulkanite sind deutlich instabiler als vergleichbare Rutschungen an der Röt-Muschelkalkgrenze. Besonders instabil sind Hangbereiche die in Wechsellagerungen von tertiären Vulkaniten mit tertiären Sedimenten auftreten, wie es sich im Norden des Untersuchungsgebietes innerhalb der Kaltennordheim Schichten beobachten läßt. Die Rutschmassen in diesem Bereich bewegen sich durch langsame Kriechbewegungen talwärts und die flachen Abrisse sind ein Hinweis auf die schlechten bodenmechanischen Eigenschaften des verwitterten Materials. Häufig ist eine Rückverlagerung des Abrisses durch Rückschreiten der Rutschungen zu erkennen (z.B. FD-EH 18; FD-HI 26; FD-TA 13), die zeitlich jedoch nicht zu bestimmen ist. Heute sind die meisten Rutschungen im Arbeitsgebiet soweit stabilisiert, daß nur noch bei langanhaltender niederschlagsreicher Witterung mit verstärkten Bewegungen innerhalb der

Rutschmassen zu rechnen ist. Dieses Hanggleichgewicht kann jedoch durch anthropogene Eingriffe sehr leicht gestört werden.



Abb. 8.6: Fließwülste innerhalb einer Rutschmasse aus vulkanitischen Gesteinen (FD-EH 6). Aufnahme August 1996.

### 8.1.3 Bewegungsmechanismen bei Rutschungen an der Grenze Röt-Muschelkalk-tertiäre Vulkanite

Anhand der Rutschung Reulbach soll versucht werden, Zeit und Ablauf einer komplexen Rutschung darzustellen, an der sowohl Gesteine des Röts, des Unteren Muschelkalks, tertiärer Vulkanite und quartärer Solifluktsdecken beteiligt sind. Die Rutschung Reulbach (FD-EH 1) bot sich in mehrerer Hinsicht für den Versuch einer Rekonstruktion der Rutschungsereignisse an, zum einen liegt eine detaillierte topographische Karte im Maßstab 1:5000 vor, zum anderen konnten bei der Detailaufnahme der Rutschung drei Entwicklungsphasen unterschieden werden.

Das heutige morphologische Erscheinungsbild der Rutschmassen läßt sich nicht mit einem einzigen durch Gleiten oder Fließen hervorgerufenen Rutschvorgang erklären, auch die Ausdehnung der Rutschung mit einer Länge von ca. 1100 m ist mit heute gängigen Theorien für den Ablauf von Rutschungen in der Region nicht zu erklären. Ein Problem bei der Analyse der Rutschung war allerdings die Tatsache, daß Rutschmassen aus basaltischem



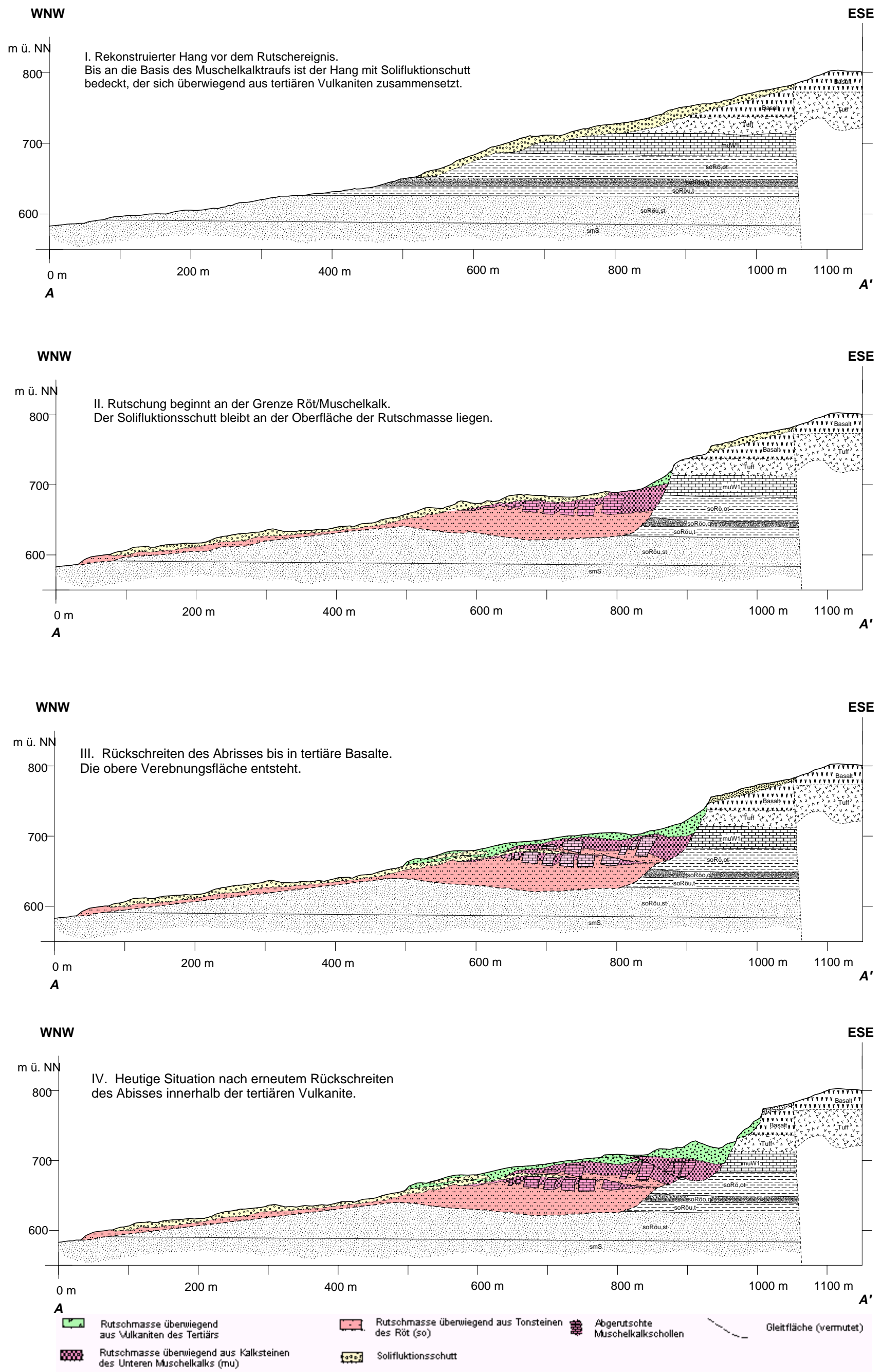


Abb.8.7: Rekonstruktionsversuch für den Ablauf der Rutschung Reulbach (FD-EH 1).

Material bis an den Rutschungsfuß hinab reichen und es kinematisch nicht zu erklären ist, wie diese Rutschmassen bei der geringen Reliefenergie eine horizontale Distanz von über 900 m zurücklegen konnten. Dies alles erforderte weitergehende Überlegungen über die Entstehungsgeschichte der Rutschung. Um den Ablauf der Rutschung in seinen einzelnen Phasen darstellen zu können, mußte zuerst einmal versucht werden den ursprünglichen Zustand des Hanges zu rekonstruieren (Abb. 8.8). Aufgrund des sehr guten Kartenmaterials und der anschließenden nicht bewegten Hangpartien, welche die Abgrenzung der Rutschungen deutlich hervortreten lassen, konnte eine topographische Karte rekonstruiert werden. Durch die Karte wurde ein Profil gelegt, daß dem ursprünglichen Zustand des Hanges recht nahe kommt (Abb. 8.7). Bei der Rekonstruktion wurde davon ausgegangen, daß Solifluktsdecken aus Basaltmaterial den Hang hinunter bis auf die morphologische Verebnung im Bereich der Oberen Röt-Folge bedeckten. Solche Solifluktsdecken sind heute noch nördlich und südlich der Rutschung zu beobachten. Dem Ablauf der Rutschung wurden drei hypothetische Annahmen zugrunde gelegt. Der Hang war vor der zusätzlichen Belastung mit der Solifluktsdecke mehr oder weniger stabil. Zu der Zeit als sich die Solifluktsdecke hangabwärts bewegte war der Boden tiefgründig gefroren. Die Rutschung ereignete sich wahrscheinlich im Zeitraum zwischen Ende der letzten Eiszeit und dem Atlantikum.

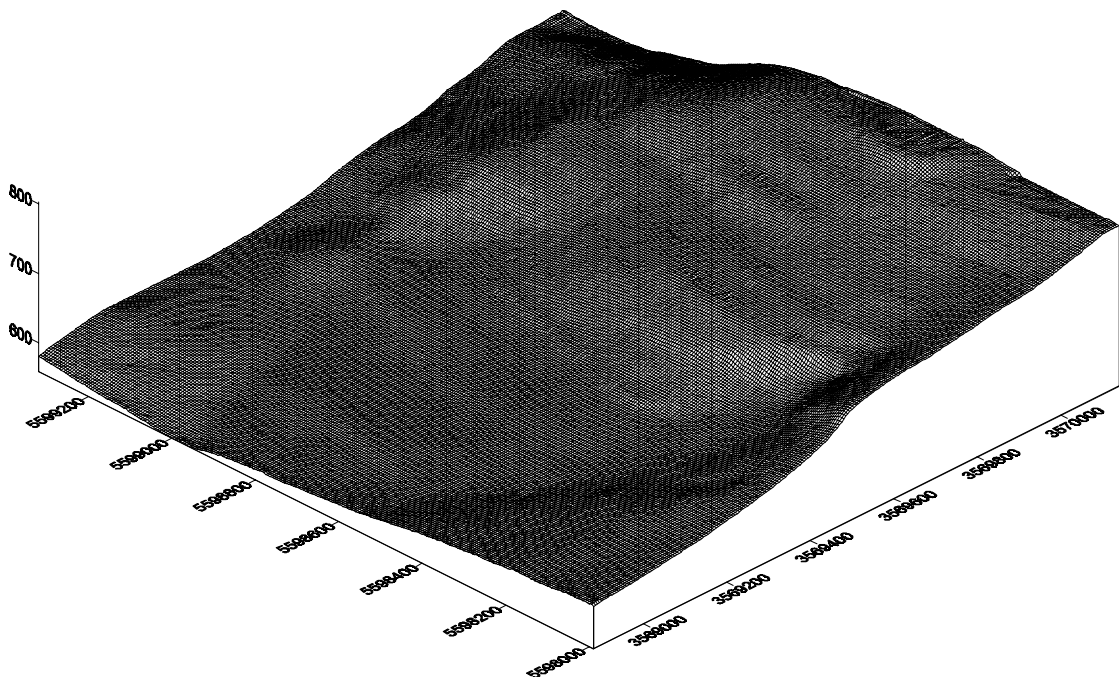


Abb. 8.8: Dreidimensionales Geländemodell des rekonstruierten Hanges (zweifach überhöht).



In der ersten Phase der Rutschung kam es zu einem kombinierten Gleit- und Fließvorgang an der Röt-/Muschelkalkgrenze. Dieser Vorgang könnte sich am Ende der letzten Eiszeit vor ca. 10000 Jahren ereignet haben. Der durch die zusätzliche Auflast der Solifluktsdecken destabilisierte Hang, taute von oben her auf, während der Boden noch tiefgründig gefroren war. Der zu dieser Zeit fehlende Baumbewuchs und die schlechten Drainbedingungen durch den gefrorenen Untergrund führten zu einer Durchweichung der verwitterten Tonsteine, was zum Versagen des Hanges führte. Die Röt-Tonsteine der Oberen Röt-Folge, überwiegend Tonsteine aus den Bunten Tonsteinschichten (soRöo,t), flossen dabei zum Teil breiartig aus, teilweise blieb jedoch der Gesteinsverband der verwitterten Tonsteine weitgehend erhalten (cf. LAEMMLEN 1994). Die überlagernden Kalksteine des Unteren Muschelkalks sanken in großen Blöcken, die durch das Kluftgefüge vorgezeichnet waren, in die aufgeweichten Tonsteine ein bzw. verstärkten durch ihre Auflast das Ausfließen der Röttonsteine. Die Solifluktsdecke aus basaltischem Material blieb bei dem Rutschvorgang an der Oberfläche liegen (Abb. 8.7). Die in dieser Phase entstandene Verebnungsfläche und ein Teil des Abrisses ist heute noch im nördlichen Teil der Rutschung erhalten (siehe Kap. 6.3.4).

Durch die Rutschung kam es zu einer Destabilisierung des Hanges im Bereich des Abrisses. Fehlender Baumbestand und niederschlagsreiches Klima, vor allem im Atlantikum, also vor ca. 6000 Jahren, dürften sich ebenfalls negativ auf die Standsicherheit des Hanges ausgewirkt haben. So kam es in einer zweiten Phase zum Rückschreiten der Rutschung im südlichen Abrißbereich. Von dieser Teilrutschung betroffen waren der obere Teil der Röt-Folge, der Untere Muschelkalk und die sie überlagernden Tuffe und Basalte. Dieser Teil der Rutschung bildet heute die Obere Verebnungsfläche mit Teich und den größten Teil des sichtbaren Abrisses. Die Rutschmassen dieses Ereignisses bilden den SE Teil der heutigen Rutschmassen.

Ungefähr in der Mitte des während der zweiten Phase entstandenen Abrisses trat in der dritten Phase dieser Rutschung eine weitere kleine Sekundärrutschung auf, deren Rutschmasse heute östlich und nördlich des oberen Sees liegt. Der dabei entstandene Abriß ist noch deutlich zu erkennen.

Innerhalb der Rutschmasse trat nach der zweiten Phase ebenfalls eine Sekundärrutschung auf, deren Abriß in den Rutschmassen der ersten und zweiten Phase noch heute deutlich zu erkennen ist. Vielleicht war die gesteigerte Auflast durch die Rutschmassen der zweiten Phase der auslösende Faktor für diese Sekundärrutschung.

An der Rutschung Reulbach läßt sich beispielhaft das komplexe Zusammenspiel verschiedener geologischer Ursachen für das Auftreten von Rutschungen beobachten. Bisher wurde die Wirkung des Solifluktionsschutt als destabilisierende Auflast nicht erkannt. Daß unter den basaltischen Solifluktionsdecken oft Rutschungen an der Röt-Muschelkalkgrenze verborgen sind, zeigen die Beispiele der Rutschungen Schwarzwald-Kniebrecher (FD-EH 19, Kap. 6.3.6) und FD-EH 34 (Kap. 6.4.1). Die Rutschung Reulbach zeigt auch, daß wenn der vertikale Abstand der beiden Rutschhorizonte im Bereich der Röt-Muschelkalkgrenze und an der Grenze von verwitterten Tuffen zu Basalt einen bestimmten Betrag unterschreitet, Ereignisse an der Röt-/Muschelkalkgrenze direkte Auswirkungen auf die überlagernde Schichtgrenze mit sich bringen. Umgekehrt kann beobachtet werden, daß Rutschungen an der Grenze zwischen tertiären Vulkaniten auch Hangbewegungen an der Röt-/Muschelkalkgrenze auslösen (z.B. Eiskaute, FD- HI 13).

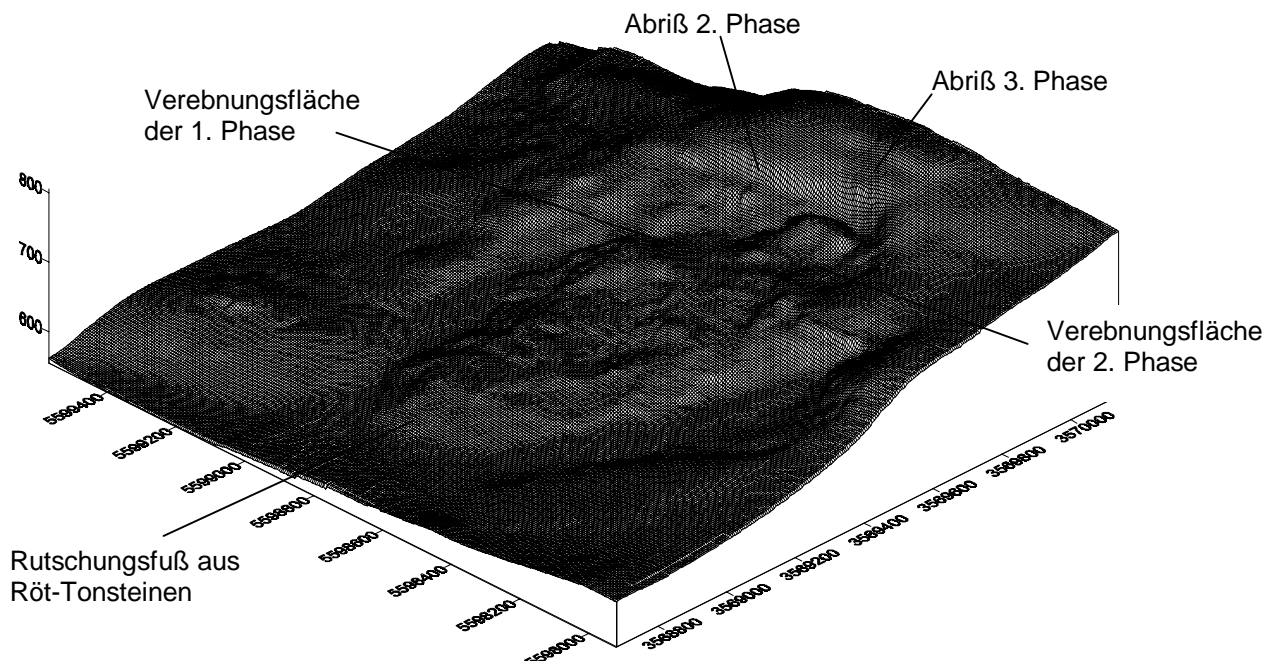


Abb. 8.9: 3-D Modell des Rutschhanges Reulbach (FD-EH 1), Blick von SW, Abbildung zweifach überhöht.

#### 8.1.4 Zusammenspiel der unterschiedlichen geologischen Faktoren

Versucht man das Zusammenspiel der einzelnen geologischen Faktoren zu erklären so stößt man auf mehrere unbekannte Größen. Ein Großteil des Arbeitsgebietes ist z.B. von Solifluktionsschutt mit stark wechselnder Mächtigkeit bedeckt, so daß nur beschränkt Rückschlüsse auf die Geologie des Untergrundes möglich sind. Aber auch die Wirkung der Solifluktionsdecken als Auflast ist nur schwer einzuschätzen. Durch den tertiären Vulkanismus wurde das prätertiäre Relief und damit auch das Störungsmuster überdeckt. Innerhalb der tertiären Vulkanite kam es noch während der Ablagerungszeit zu umfangreichen Umlagerungen durch Erosion und Denudation, die flächige Zuordnung wird dadurch sehr erschwert. Der Einfluß tropischer Verwitterung im Tertiär und von mechanischer Auflockerung während der quartären Eiszeiten ist bisher noch nicht untersucht worden. Trotzdem ließen sich nach Abschluß der Arbeiten einige Trends beobachten, die bei weiteren Untersuchungen in der Region berücksichtigt werden sollten.

Die meisten Rutschungen sind auf Hangbewegungen innerhalb von Systemen Hart auf Weich aufgetreten. Dabei kann man zunächst vernachlässigen, ob es sich dabei um die Röt-/Muschelkalkgrenze oder um die Grenze Tuff-Basalt handelt, denn wie man am Beispiel der Rutschung Auersberg ( FD-HI 23, Kap. 6.3.9) beobachten kann, funktionieren die oben beschriebenen Mechanismen auch wenn die kompetenten Kalksteine des Muschelkalks durch kompetente Basalte ersetzt sind.

Im NE des Arbeitsgebietes sind deutlich zwei voneinander getrennte geologische Grenzen zu beobachten, was darauf zurückzuführen ist, daß hier der Muschelkalk fast komplett erhalten ist. Im Süden des Arbeitsgebietes ist dagegen der Obere und Mittlere Muschelkalk zu Beginn des Vulkanismus schon abgetragen gewesen. In diesem Bereich lassen sich trotzdem die beiden Rutschungshorizonte unterscheiden. Eine genauere Untersuchung von Rutschungen an denen beide Rutschungshorizonte beteiligt waren, ließ erkennen, daß wenn die Kalksteine des Muschelkalks eine bestimmte Mächtigkeit überschreiten kein Einfluß auf die überlagernden Vulkanite festgestellt werden kann. Im Arbeitsgebiet wird die dafür notwendige Kalksteinmächtigkeit bei ungefähr 50 m vermutet. Umgekehrt ist zu vermuten, daß wenn die Mächtigkeit der verwitterten Tuffe mehr als 40 m beträgt, es zur Ausbildung eines eigenständigen Rutschhorizonts innerhalb der tertiären Vulkanite kommt.

## 8.2 Plausibilitätsprüfung mit Hilfe von Standsicherheitsberechnungen

Ziel einer Standsicherheitsberechnung ist die Ermittlung eines Sicherheitsfaktors für eine mögliche Bruchfläche eines potentiellen Böschungs- oder Hangbruchs. Der Sicherheitsfaktor ist als Verhältnis zwischen Widerstandskraft und Antriebskraft entlang der Bruchfläche definiert. Sind beide Kräfte gleich groß, ist der Sicherheitsfaktor  $F = 1$  (altes Symbol  $\eta$ ), der Bruch kann auftreten.

In der vorliegenden Arbeit soll mit Hilfe von Standsicherheitsberechnungen aufgezeigt werden, daß die oben beschriebenen Rutschungsmodelle auch rechnerisch dem Grenzgleichgewicht mit  $F = 1$  in den angenommenen Hängen sehr nahe kommen.

### 8.2.1 Grundlagen der Standsicherheitsberechnungen

Die für die Plausibilitätsprüfung durchgeführten einfachen Berechnungsverfahren basieren wie die meisten Berechnungsmethoden auf der Bruchtheorie. Das bedeutet, es werden immer Bruchflächen im Grenzgleichgewicht angenommen (PRINZ 1997). Dabei wird die Summe der hangabwärts gerichteten Momente bzw. Kräfte in Form von Eigengewicht, zusätzlichen Auflasten, Strömungskräfte usw., in Beziehung zu den rückhaltenden Momenten bzw. Kräften, wie Reibungskräfte und Kohäsion, gesetzt. Das daraus errechnete Verhältnis zwischen rückhaltenden und angreifenden Momenten bzw. Kräften ist als Sicherheitsbeiwert  $F$  definiert.

Für Standsicherheitsberechnungen gelten in Deutschland die Normen DIN 4084 bzw. DIN 4084-100, Böschungs- und Geländebruchberechnungen (1994).

Einen umfassenden Überblick über die theoretischen Grundlagen von Standsicherheitsberechnungen geben FREDLUND (1987), TÜRKE (1990), FREDLUND & RAHARDJO (1993), SCHMIDT (1996) und SHARMA (1996).

Standsicherheitsberechnungen setzen die Kenntnis der mechanischen Eigenschaften der betroffenen Böden oder Gesteine unter dem Einfluß von abschiebenden und rückhaltenden Kräften voraus. Weiter Grundlagen sind die Annahme einer Gleitfläche und daß der Bruchzustand bei einer Sicherheit von  $F \leq 1$  eintritt (PRINZ 1997).

Das Erfassen eines realistischen, geologischen und mechanisch-kinematischen Modells ist bei einer Rutschung von größerer Bedeutung als die Genauigkeit technischer Berechnungen. Auch komplizierte und scheinbar genaue mathematische Methoden können keine fehlenden ingenieurgeologischen

Informationen und Modelle ersetzen. Trifft die ingenieurgeologische Beurteilung einer Rutschung zu, liefern auch einfache Berechnungsmethoden brauchbare Ergebnisse (TÜRKE 1990, SCHMIDT 1996, PRINZ 1997). PRINZ (1997) weist darauf hin, daß man Rutschungsvorgänge der nichtlinearen Dynamik zuordnen muß, bei welcher die Wirkungen nicht gradlinig von den Ursachen abhängen, sondern sie können sogar rückwirkend diese selbst wieder beeinflussen. Das bedeutet z.B., daß sich die auslösenden Faktoren einer Rutschung jeder Berechenbarkeit entziehen, und daß der meist heterogene und komplexe Aufbau eines Hanges mathematisch ebenso schlecht zu erfassen ist, wie die mechanischen Wechselwirkungen innerhalb der Rutschmasse nach Auftreten des Bruchs. In der Praxis bedeutet dies, daß alle Standsicherheitsberechnung immer nur Näherungsverfahren sind.

Die Standsicherheitsberechnungen wurden mit dem Programm Slope/W (Vers. 3.03) der Firma Geoslope durchgeführt. Durch Iteration aus einer vom Benutzer vorgegebenen Zahl unterschiedlicher Bruchfiguren ist das Programm in der Lage diejenige mit dem geringsten Sicherheitsbeiwert  $F$  zu ermitteln. Die bodenmechanischen Parameter werden vor der Berechnung ebenso wie die Geometrie des Hanges bzw. der Böschung vom Benutzer festgelegt. Für die Berechnung werden im Regelfall Angaben über die Wichte  $\gamma$ , den effektiven Reibungswinkel  $\varphi'$  und die effektive Kohäsion  $c'$  jeder beteiligten Gesteinsschicht benötigt.

Wie die meisten Computerprogramme, die zur Berechnung der Standsicherheit Methoden zur Ermittlung des Grenzgleichgewichtszustandes verwenden, beschränkt sich auch Slope/W auf die zweidimensionale Analyse des Problems. In der Praxis haben sich die vereinfachten kinematischen Berechnungsverfahren von FELLENIUS (1927), BISHOP (1954), JANBU (1954) bewährt. Um die Berechnung zu vereinfachen, werden von dem Modell folgende Vorgaben vorausgesetzt: Der Bruchkörper wird zu einer starren Scheibe in einer unendlich langen Böschung idealisiert, an der das Gleichgewicht der Kräfte und Momente nachgewiesen wird. Die Gleitfläche ist ein Kreis, eine Gerade oder besteht aus mehreren zusammengesetzten Geraden. Außerdem wird durch Variation der geometrischen Parameter (Mittelpunktkoordinaten, Radius) der Bruchkörper mit der kleinste Sicherheit  $F$  gesucht. Für die Berechnung wird der Bruchkörper in eine Folge senkrechter Lamellen unterteilt für die jeweils getrennt der Gleichgewichtszustand berechnet wird.

Zur rechnerischen Abschätzung eines noch nicht gerutschten Hanges muß durch Verändern der Gleitfläche und der maßgeblichen geomechanischen Parameter der ungünstigste Bruchkörper gesucht werden. Bei natürlichen Hängen in rutschungsanfälligen Gebieten liegt die Sicherheit oft nur wenig über 1, so daß schon bei geringen Änderungen der Hanggeometrie oder anderer Einflußfaktoren der Bruch eintreten kann. Um die Stabilität von noch nicht gerutschten Hängen besser abschätzen zu können, werden vergleichbare Rutschungen in der Region zurückgerechnet, daß heißt es wird versucht den Aufbau des Hanges vor dem Rutschungsereignis zu rekonstruieren und durch Standsicherheitsberechnungen die vorliegenden Gleitflächen auch rechnerisch zu erzeugen. Ist bei der Rückrechnung einer bereits aufgetreten Rutschung die Sicherheit  $F > 1$  und sind alle rutschungsfördernden Gegebenheiten berücksichtigt, so sind einzelne Parameter zu günstig angenommen und müssen modifiziert werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden Standsicherheitsberechnungen für Rutschungen an der Grenze Röt/Muschelkalk und an der Grenze Röt/Muschelkalk/Tertiäre Vulkanite durchgeführt. Der Standsicherheitsnachweis erfolgte über sogenannte Gleitkreisverfahren für kombinierte Rutschungen, mit Gleitflächen aus kreisförmigen oder mit zusammengesetzten ebenen Bruchflächen. Die Bruchfläche wird dabei in einzelne Lamellen unterteilt (sog. Lamellenverfahren). Standsicherheitsberechnungen für Rutschungen des Typs Fließen waren mit dem zur Verfügung stehenden Programm nicht möglich. Für die Berechnungen wurden stark vereinfachte Hangmodelle entwickelt, die in Hangneigung, geologischem Schichtaufbau und Schichtmächtigkeit den Rutschungshängen im Untersuchungsgebiet sehr nahe kommen.

Bei der technischen Umsetzung der in Kapitel 8.1 beschriebenen Mechanismen waren z.T. Einschränkungen durch die verwendete Software gegeben. Die Annahme, daß Kalksteine und Basalt bedingt durch ihre Klüftung nur als Auflast zu betrachten sind, konnte nur im ersten Fall (Kap. 8.2.2) umgesetzt werden. Die Software erlaubt diese Option nur, wenn die geklüftete Gesteinschicht die oberste Schicht bildet, befinden sich noch andere Schichten darüber, ist dies technisch nicht mehr möglich. In diesem Fall wurde eine Scherfestigkeit auf den Klüftflächen von  $30^\circ$  und eine Kohäsion zwischen 0 und  $10 \text{ kN/m}^2$  angenommen (MÜLLER & KLENGEL 1979). Außerdem wurde in allen Fällen horizontale Schichtlagerung angenommen, eventuell vorhandenes altes Relief an der Grenze von Muschelkalk zu überlagernden tertiären Vulkaniten konnte nicht berücksichtigt werden.

## 8.2.2 Standsicherheitsberechnungen an der Grenze Röt/Muschelkalk

Als Grundlage für das den Berechnungen zugrunde liegende Modell dienten die morphologischen und geologischen Verhältnisse aus dem Bereich Fuchsküppel. Eine Überdeckung mit quartären Solifluktkionsdecken ist im untersuchten Fall nicht zu berücksichtigen. Die Abfolge des Unteren Muschelkalks wird nicht weiter untergliedert. Aufgrund der vorgefundenen Durchtrennung an fast senkrechten Großklüften wurden die Gesteine des Unteren Muschelkalks als reine Auflast betrachtet. Abbildung 8.10 zeigt die geometrische Definition der durchgeführten Standsicherheitsberechnung.

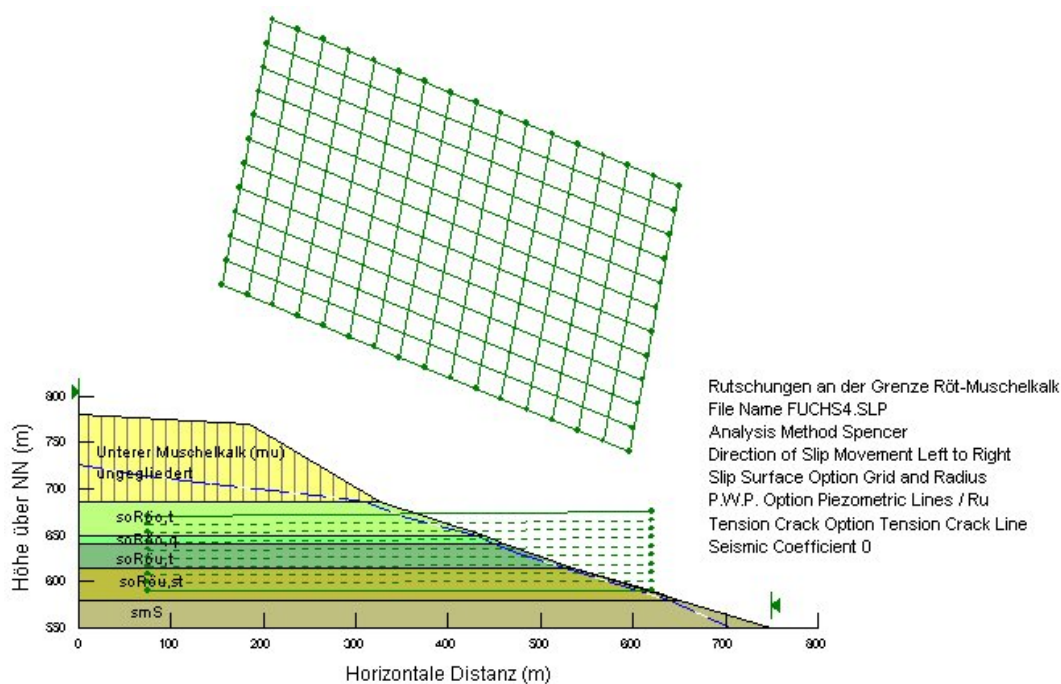


Abb. 8.10: Geometrische Definition des Problems Rutschungen an der Grenze Röt/Muschelkalk, mit stark vereinfachtem Modell des intakten Hanges. Vorgegeben sind 204 mögliche Mittelpunktskoordinaten und 10 mögliche Radien.

Die für die Standsicherheitsberechnungen verwendeten geotechnischen Parameter sind Tab. 8.1 zu entnehmen. Als Hangneigung für den Muschelkalktrauf wurden  $30^\circ$  angenommen, ein Wert der in der Region häufig beobachtet werden kann. Bei Berechnungen mit einem  $40^\circ$  steilen Muschelkalktrauf änderte sich der Verlauf der Gleitfläche nur unwesentlich, ebenso wie die Sicherheitsbeiwerte  $F$ . Die Höhe des Abrisses erhöhte sich in diesem Fall von ca. 40 m bei  $30^\circ$  Hangneigung auf ungefähr 60 m, eine Abrißhöhe die im Arbeitsgebiet nicht aufgefunden wurde. Die Gleitfläche folgt im Abrißbereich den Klüften im Muschelkalk, der flache kreisförmige Gleitkreis



reicht bis in die Braunroten Tonsteinschichten (soRöu,t) (Abb. 8.11). Auch deutlich höhere Reibungswinkel und Kohäsion der Quarzitschichten (söRöo,q) verhindern durch ihre geringe Mächtigkeit nicht den Verlauf der Gleitfläche. Alternativ zur Lamellenmethode wurde dieselbe Situation auch noch mit dem Verfahren der Starrkörperbruchmechanismen bzw. der Blockkreismethode berechnet. Auch bei diesem Verfahren änderte sich der Verlauf der Gleitfläche nicht wesentlich. Der Sicherheitsbeiwert liegt deutlich über  $F = 1,2$  ein Bruch wäre nach dieser Berechnungsmethode nicht eingetreten (Abb. 8.12).

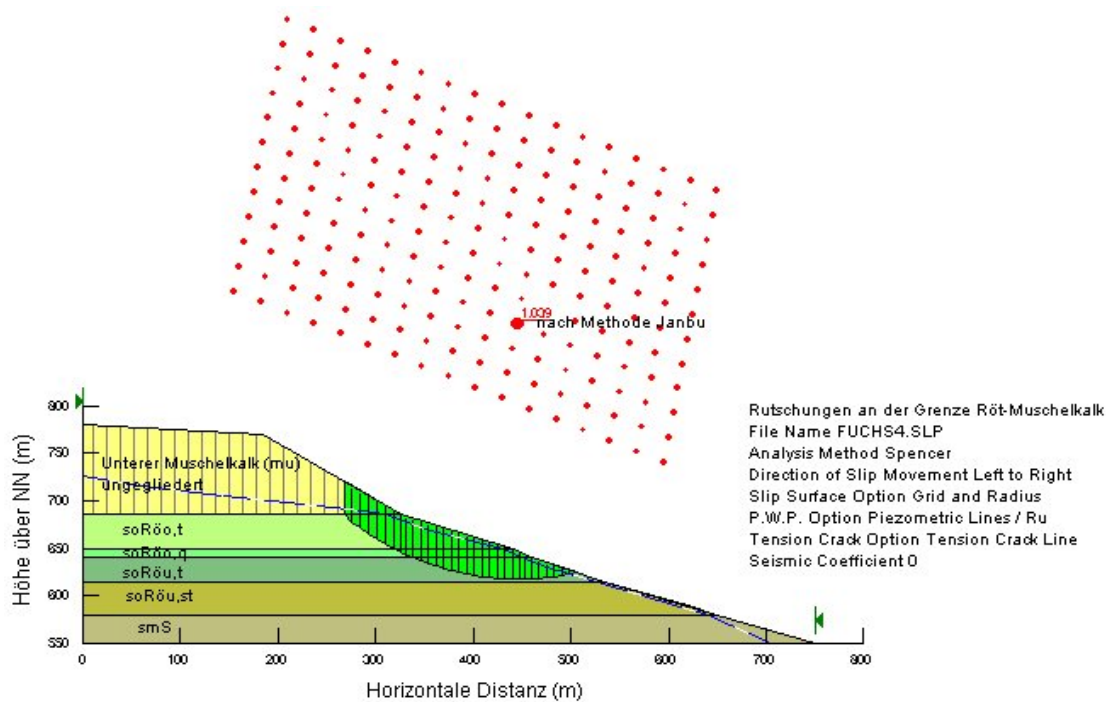


Abb. 8.11: Berechneter Gleitkreis mit der geringsten Sicherheit nach der Methode von Janbu. Bei der Berechnung wurden 2040 Möglichkeiten berücksichtigt.

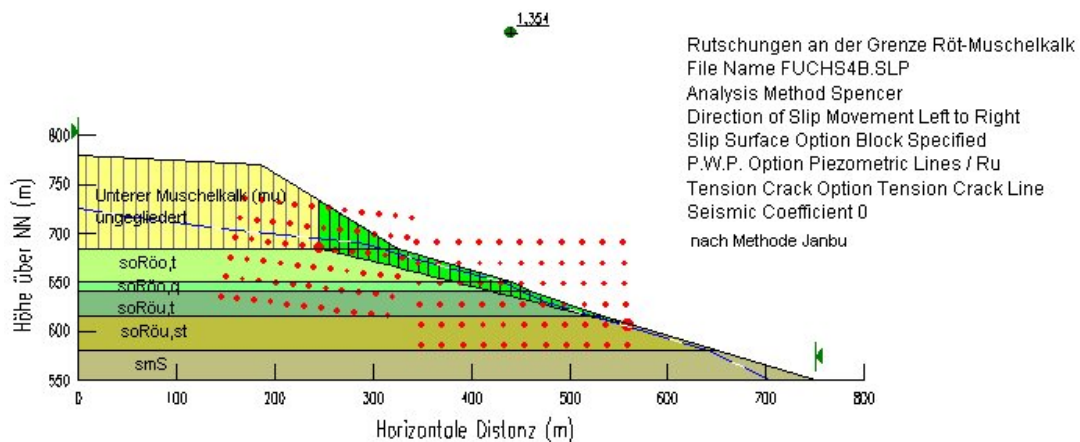


Abb. 8.12: Berechneter Bruchkörper nach der Blockgleitmethode. Es wurden 4356 Möglichkeiten berechnet.

Auch bei Berücksichtigung von Permafrostboden von etwa 30-40 m Tiefe ergaben sich mit den Gleitkreismethoden nur Sicherheitsbeiwerte zwischen  $F = 1,1$  und  $F = 1,3$ . Die schräg einfallende Oberfläche des Permafrostes wurde nicht als Gleitfläche gerechnet (Abb. 8.13).

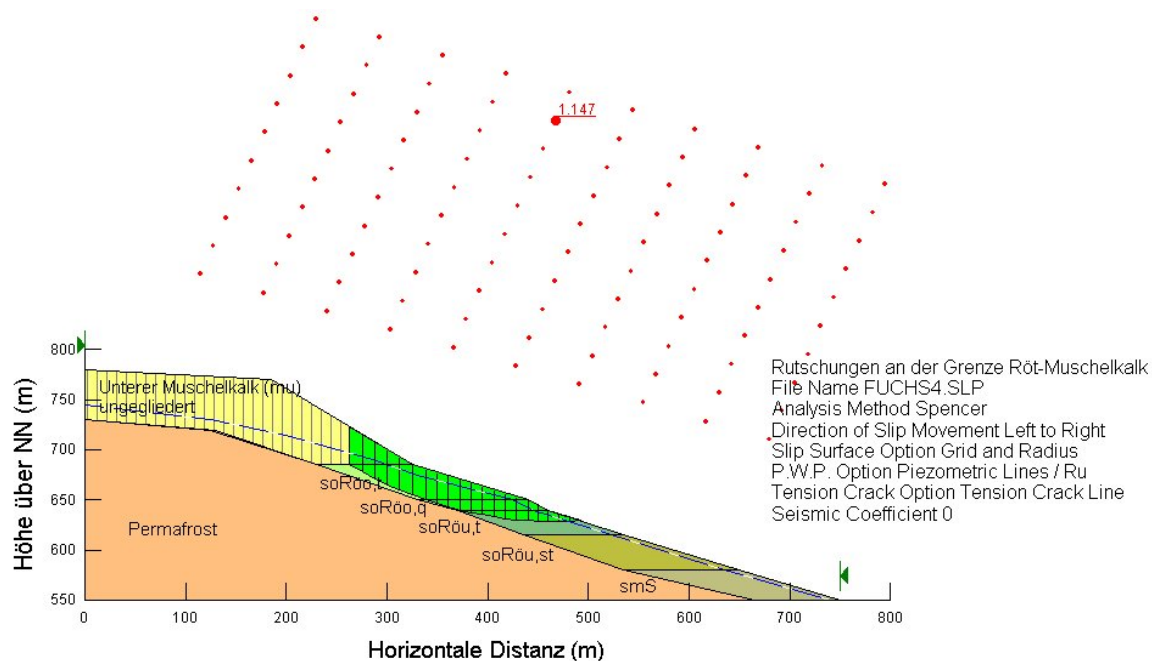


Abb. 8.13: Berechnung der Standsicherheit bei Berücksichtigung von Permafrost in 30-40 m Tiefe (nach Methode Janbu). Es wurden jeweils 1000 Möglichkeiten berechnet.

Die Standsicherheitsberechnungen zeigen, daß die Rutschungen an der Grenze Röt/Muschelkalk sich nicht, wie häufig angenommen nur auf den obersten Teil der Rötfolge beschränken. Der Hauptteil des Gleitkreises reicht bis weit in den unteren Teil der Röt-Folge hinab. Die in Kapitel 6 beschriebenen Geländebeobachtungen wurden damit weitgehend bestätigt. Vergleichbare Beobachtungen wurden auch von MÜLLER & PRINZ (1998) in Thüringen gemacht.

Neben der Frage, ob der Verlauf der Gleitflächen und die Mechanismen der Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze richtig erfaßt wurde, war die Bewertung der rezenten Standsicherheit für die Risikobeurteilung von Bedeutung. Aus diesem Grund wurden mit den Ergebnissen der beschriebenen Berechnungen Hangmodelle konstruiert, um Standsicherheitsberechnungen für die heutige Situation durchzuführen (Abb. 8.14). Die verwendeten bodenmechanischen Parameter sind Tabelle 8.2 zu entnehmen.

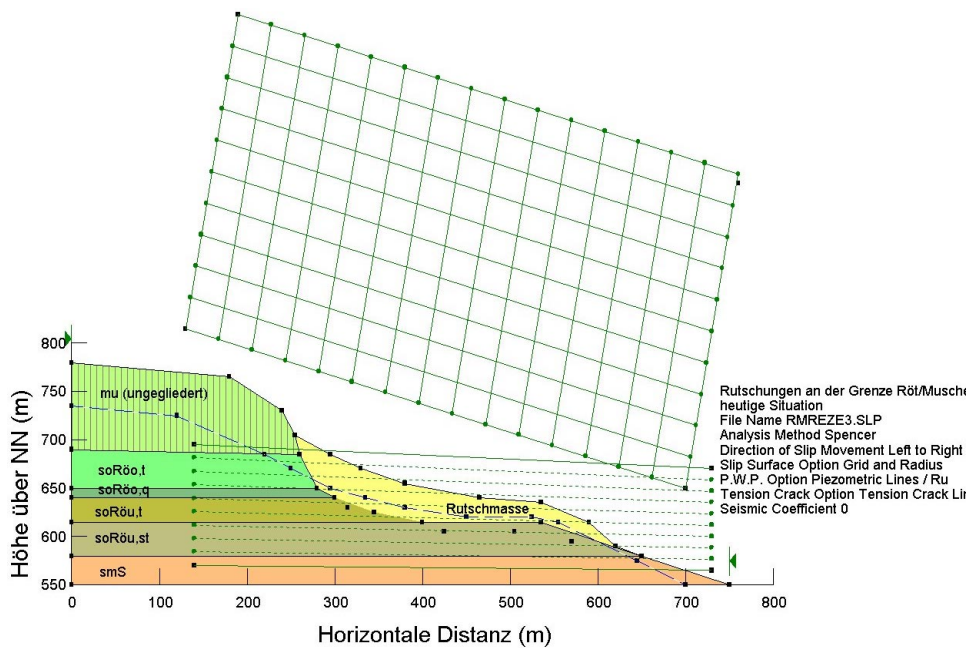


Abb. 8.14: Model des Hanges (Abb. 8.10) nach der Rutschung, entspricht der rezenten Situation vieler Hänge in der Region.

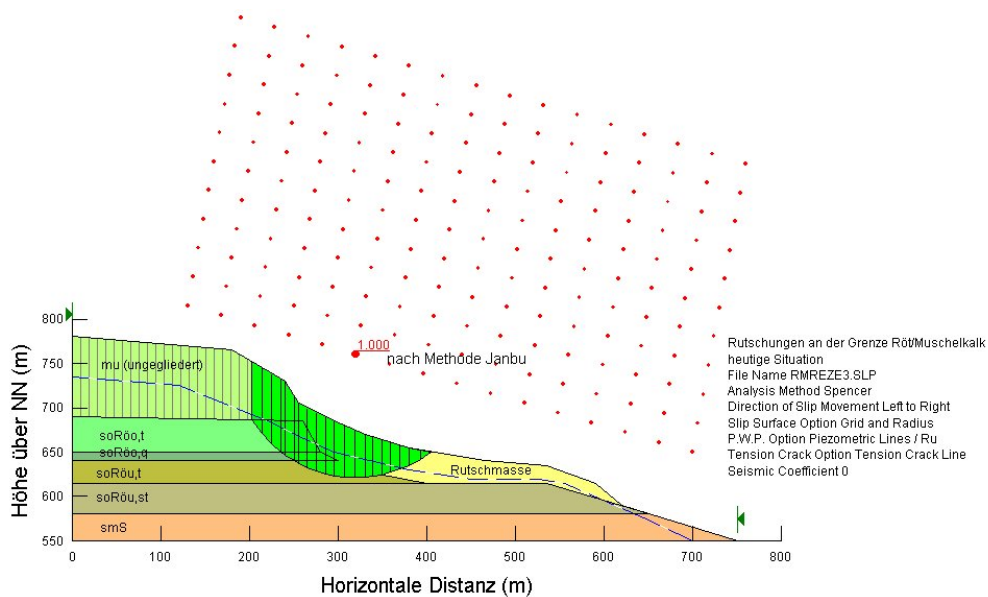


Abb. 8.15: Nach Berechnung liegt der meist gefährdete Bereich im Bereich des Abrisses. Rezent wurden z.B. bei der Rutschung Fuchsküppel (FD-HI 7) dort Anzeichen für Bewegungen beobachtet.

Bei der Durchführung der Berechnungen zeigte es sich, daß die Schwachpunkte rezenter Hänge im Abrißbereich zu suchen sind. In vereinzelt Fällen trat der Geländebruch auch am Rutschungsfuß auf. Deutlichen Einfluß auf die Werte hat hier die Geometrie des Abrißbereichs, die in Abb. 8.14 dargestellte Situation ist im Arbeitsgebiet z.B. rund um das

Fuchsküppel zu finden, hier lassen sich auch Sekundärutschungen im Abrißbereich nachweisen (Kap. 6.3.2 FD-HI 7, FD-HI 5). Bei vielen Rutschungen ist der Abriß schon so abgeflacht, daß die Standsicherheit aufgrund der flacheren Morphologie deutlich ansteigt.

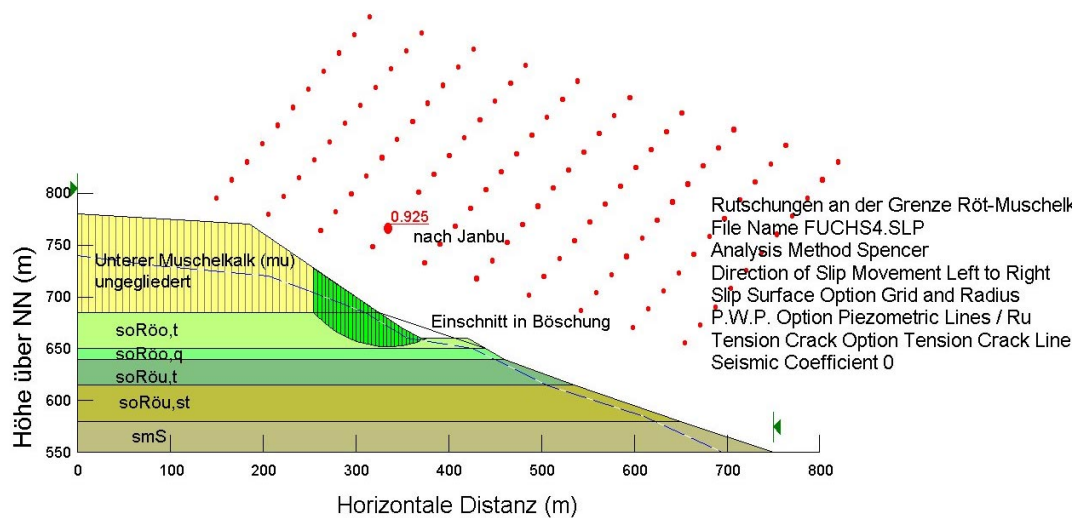


Abb. 8.16: Berechneter Bruchkörper nach anthropogenen Eingriff im Bereich der Bunten Tonsteinschichten (soRöo,t) der Oberen Rötfolge.

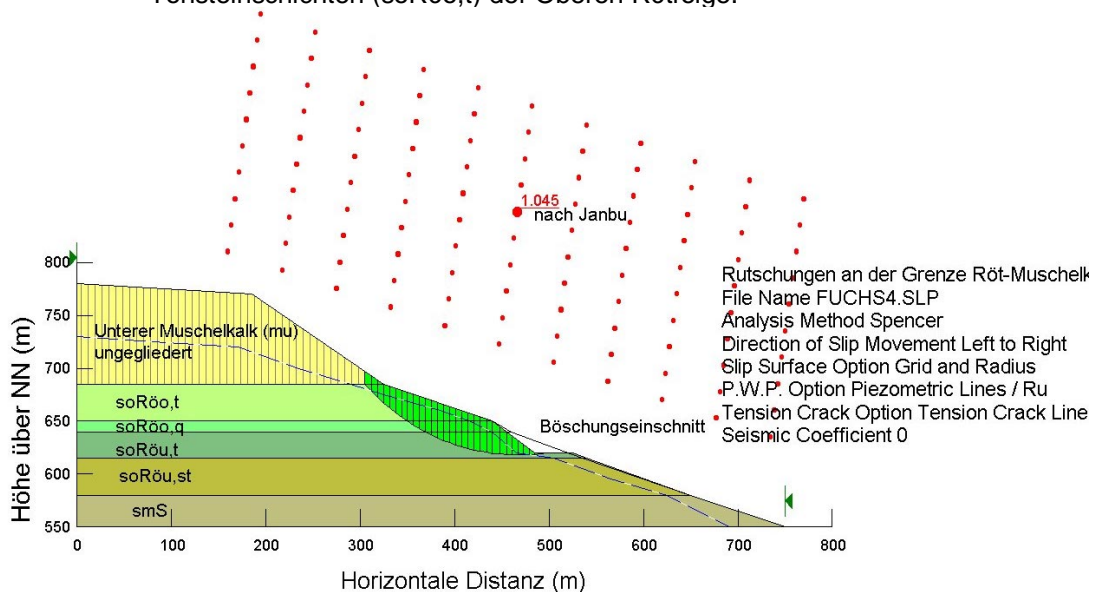


Abb. 8.17: Berechneter Bruchkörper nach anthropogenen Eingriff im Bereich der Braunroten Tonsteinschichten (soRöu,t) der Unteren Rötfolge.

Wie empfindlich Hänge im Bereich der Röt/Muschlekkalkgrenze auf anthropogene Einflüsse reagieren, zeigen die Abbildungen 8.16 und 8.17. Unter Beibehaltung der o.g. bodenmechanischen Parameter, wurden durch Änderung der Hanggeometrie menschliche Eingriffe in einen intakten Hang (Abb. 8.10), z.B. durch Verkehrswegebau, simuliert. Bei einem Böschungseinschnitt in den oberen Teil der Röt-Folge (soRöo,t), ergab der errechnete Sicherheitsbeiwert

einen Wert von  $F = 0,925$ . Auch bei Eingriffen in den unteren Teil der Röt-Folge (soRöu,t) (Abb. 8.17) beträgt der Sicherheitsbeiwert nur  $F = 1,045$ .

# Parameterstudie des Rutschungstyps Röt/Muschelkalk (Typ „Fuchsküppel“, intakter Hang

mu			soRbo,t			soRbo,q			soRou,t			soRou,st			Ordinary	Bishop	Janbu
$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	F	F	F
[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[ ]	[ ]	[ ]
24	45	0	25	20	5	25	25	20	25	20	10	25	30	30	0,827	0,889	0,836
24	45	0	25	25	5	25	25	20	25	20	10	25	30	30	0,857	0,949	0,890
24	45	0	25	25	10	25	25	20	25	20	10	25	30	30	0,863	0,953	0,895
24	45	0	25	25	15	25	25	20	25	20	10	25	30	30	0,847	0,933	0,877
24	45	0	25	25	15	25	25	20	25	25	15	25	30	30	1,020	1,089	1,034
24	45	0	25	25	15	25	25	20	25	25	10	25	30	30	1,005	1,074	1,020
24	45	0	25	25	10	25	25	20	25	25	10	25	30	30	1,023	1,097	1,039
24	45	0	25	30	5	25	30	30	25	30	5	25	30	30	1,195	1,285	1,225
24	45	0	25	30	10	25	30	30	25	30	10	25	30	30	1,200	1,291	1,229
24	45	0	25	30	20	25	30	30	25	30	20	25	30	30	1,205	1,307	1,234

Tabelle 8.1: Variationsmöglichkeiten der wichtigsten geometrischen Parameter zum Erhalt des Gleitkreises mit der geringsten Sicherheit  $F$  (unterstrichen). Die veränderten Parameter sind fett gedruckt. Es wurden jeweils 2040 Möglichkeiten berechnet.

# Parameterstudie des Rutschungstyps Röt/Muschelkalk (Typ „Fuchsküppel“, rezente Situation

Rutschmasse			mu			soRöo.t			soRöo.q			soRöu.t			soRöu.st			Ordinary	Bishop	Janbu
$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	$\gamma$	$\phi'$	$c'$	F	F	F
[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[°]	[kN/m <sup>2</sup> ]	[ ]	[ ]	[ ]
20	25	15	24	35	0	25	22	10	25	25	25	25	22	10	25	30	30	1,021	1,155	1,052
20	25	15	24	45	0	25	22	10	25	25	25	25	22	10	25	30	30	1,021	1,155	1,052
20	25	15	24	45	0	25	25	15	25	25	25	25	25	10	25	30	30	1,135	1,155	1,152
20	25	15	24	45	0	25	25	15	25	25	20	25	25	10	25	30	30	1,135	1,155	1,152
(20)	(20)	(15)	(24)	(45)	(0)	(25)	(25)	(15)	(25)	(25)	(20)	(25)	(25)	(10)	(25)	(30)	(30)	(0,974)	(0,976)	(0,974)
20	25	15	24	45	0	25	20	15	25	25	20	25	20	10	25	30	30	0,951	1,113	0,984
20	25	15	24	45	0	25	20	15	25	25	20	25	20	15	25	30	30	0,958	1,119	0,986
20	25	15	24	45	0	25	22	15	25	25	20	25	22	15	25	30	30	1,029	1,155	1,053

Tabelle 8.2: Variationsmöglichkeiten der wichtigsten geometrischen Parameter zum Erhalt des Gleitkreises mit der geringsten Sicherheit  $F$  (unterstrichen). Die veränderten Parameter sind fett gedruckt. Es wurden jeweils 1760 Möglichkeiten berechnet. Bei der Berechnung mit den eingeklammerten Parametern lag die Gleitfläche innerhalb des Rutschungsfußes.



### 8.2.3 Standsicherheitsberechnungen an der Grenze Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite

Ähnlich wie bei den Standsicherheitsberechnungen an der Röt/Muschelkalkgrenze wurden auch stark vereinfachte Modelle für Hänge konstruiert in denen eine Abfolge von Röt, Muschelkalk und tertiären Vulkaniten auftritt. Die Hänge sind zudem auch noch von Solifluktionsschutt bedeckt. Durch geringe Variation geometrischer Parameter wie Hangneigung und Schichtmächtigkeit konnten zwei unterschiedliche Rutschungsabläufe belegt werden. Beim Ersten reicht die Bruchfläche bis hinunter ins Röt (Typ „Reulbach“), beim Anderen bildet sich in der ersten Phase nur eine Gleitfläche an der Grenze Basalt/Tuff aus (Typ „Eiskaute“).

Die in Kapitel 8.1 beschriebenen Mechanismen konnten mit der verwendeten Software nicht berechnet werden. Für die Gesteine des Muschelkalks wurde aufgrund ihrer starken Durchtrennung mit Großklüften ein Reibungswinkel von  $\varphi' = 35^\circ$  und eine Kohäsion  $c' = 0 \text{ kN/m}^2$  angenommen, bei den Basalten wurden diese Parameter variiert.

Ausgehend von einem intakten Hang wurde durch Variation der geomechanischen Parameter ein Sicherheitsbeiwert nahe  $F=1$  für den Rutschungsablauf Typ „Reulbach“ ermittelt (Tab. 8.3). Abbildung 8.18 zeigt die geometrische Definition der Ausgangssituation, die morphologisch und geologisch dem Rutschhang östlich von Reulbach angelehnt ist.

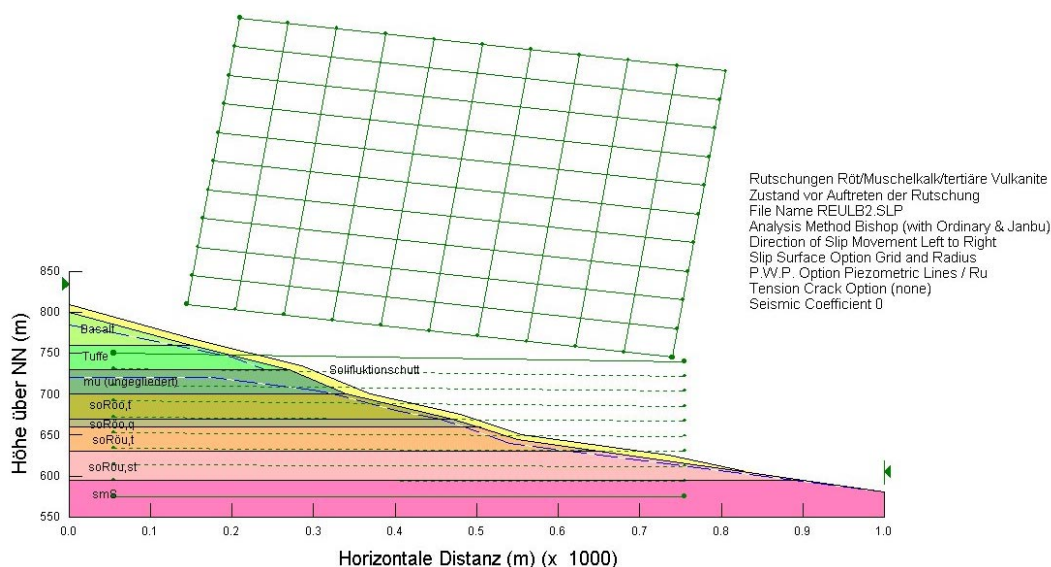


Abb. 8.18: Geometrische Definition einer Rutschung an der Grenze Röt/Muschelkalk/Tertiäre Vulkanite (Typ „Reulbach“).

# Parameterstudie des Rutschungstyps Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite (Typ „Reulbach“), intakter Hang

[illegible]

Tabelle 8.3: Variationsmöglichkeiten der wichtigsten geomechanischen Parameter zum Erhalt des Gleitkreises mit der geringsten Sicherheit  $F$  (unterstrichen). Die veränderten Parameter sind fett gedruckt. Es wurden jeweils 1200 Möglichkeiten berechnet.

# Parameterstudie des Rutschungstyps Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite (Typ „Reulbach“), rezente Situation

[illegible]

Tabelle 8.4: Variationsmöglichkeiten der wichtigsten geometrischen Parameter zum Erhalt des Gleitkreises mit der geringsten Sicherheit F(unterstrichen). Die veränderten Parameter sind fett gedruckt. Es wurden jeweils 1210 Möglichkeiten berechnet.



Die errechnete Bruchfläche betrifft im Abrißbereich Basalte und Tuffe und reicht hinab bis in die Untere Rötfolge (soRöu,t) (Abb. 8.19). Sie stimmt im wesentlichen mit dem Verlauf der Gleitfläche überein wie sie auch für die Rutschung Reulbach (FD-EH 1, Kap. 6.3.4 und Kap. 8.1.3, Abb. 8.7) angenommen wurde. Bisher wurden Rutschungen dieser Art als reine Rutschungen innerhalb der tertiären Vulkanite beschrieben. Die Berechnungen zeigen eindeutig, daß bei den morphologischen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet bei vielen Rutschungen eine größere Tiefenwirkung anzunehmen ist, und daß der eigentliche Auslöser für diese Rutschungen im Bereich der Röt/muschelkalkgrenze zu suchen ist.

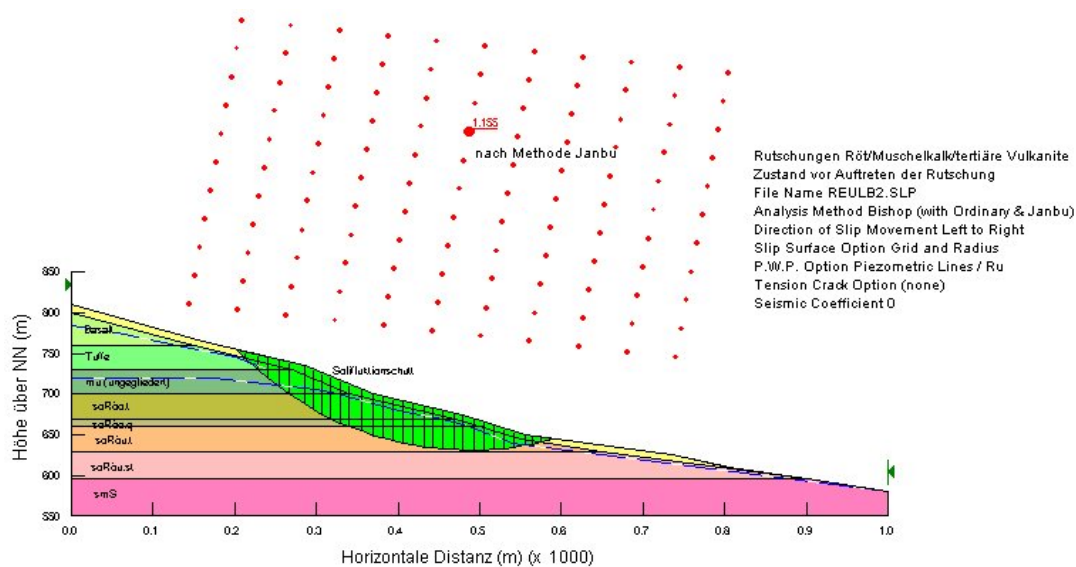


Abb. 8.19: Gleitkreis mit dem geringsten Sicherheitsbeiwert F (nach Janbu). Es wurden 1200 Möglichkeiten berechnet.

Um das heute von den Rutschungen ausgehende Risiko bewerten zu können, wurde ein vereinfachtes Modell mit ähnlicher Morphologie und Schichtaufbau des rezenten Hanges der Rutschung Reulbach einer Standsicherheitsberechnung unterzogen. Dabei zeigte sich, daß der Abrißbereich die gefährdetste Zone darstellt, die heute als Steilwand ausgebildet ist (Abb. 8.20).

Von der Rutschmasse selbst scheint heute keine akute Gefährdung mehr auszugehen, was im wesentlichen auch den Beobachtungen im Bereich der Rutschung Reulbach entspricht. Der komplexe Aufbau der Rutschmasse ist jedoch unbekannt, ebenso wie die hydrologischen Verhältnisse innerhalb der Rutschmasse.

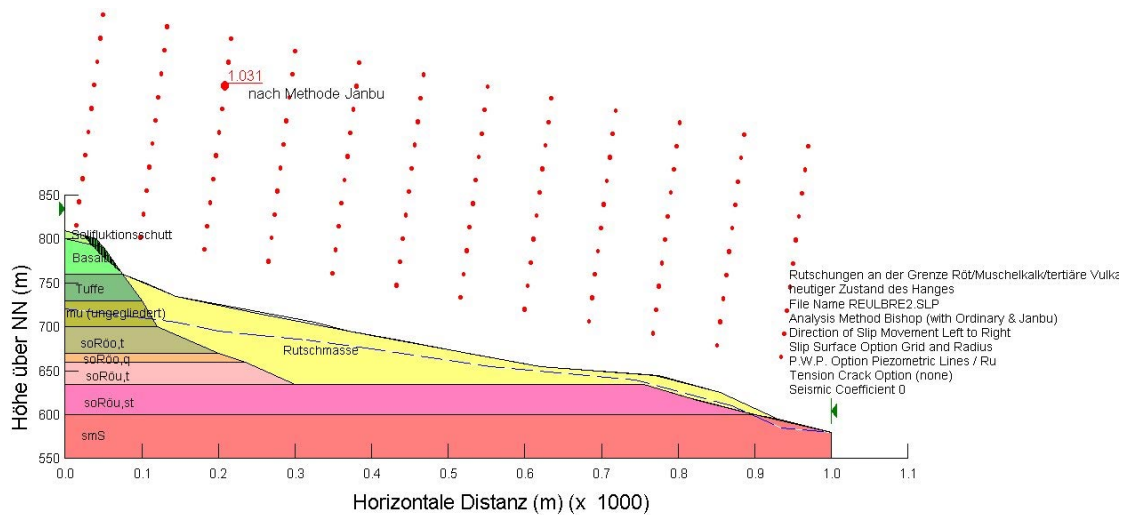


Abb. 8.20: Rezente Situation (Typ „Reulbach“) mit Bruchfläche geringster Sicherheit F (nach Janbu). 1210 Möglichkeiten wurden berechnet.

Durch geringe Variation von geometrischen Parametern wurde ein Hangmodell entwickelt, daß der geologischen und geomorphologischen Situation im Bereich Eiskaute ähnelt. Die für die Berechnungen verwendeten geomechanischen Parameter sind in Tabelle 8.5 dargestellt. Die geometrische Definition der Ausgangssituation (Typ „Eiskaute“) ist in Abbildung 8.21 dargestellt.

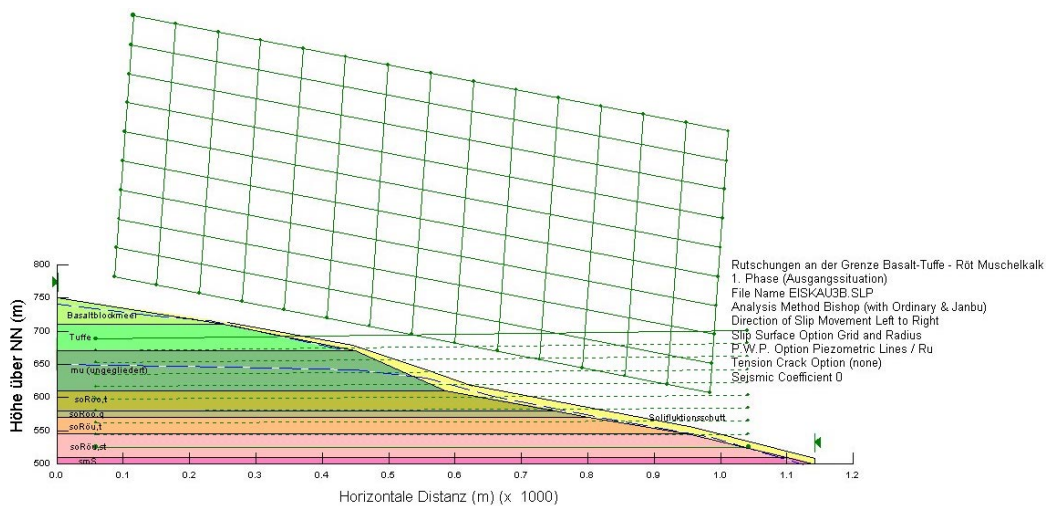


Abb. 8.21: Geometrische Definition eines intakten Rutschungshanges an der Grenze Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite (Typ „Eiskaute“).

Parameterstudie des Rutschungstyps Röt/Muschelkalk/tertiäre Vulkanite (Typ „Eisgaute“), intakter Hang																										
Soilfunktions-schutt			Basalt			Tuffe			mu			soRöo,t			soRöo,q			soRöu,t			soRöu,st			Ordinary	Bishop	Janbu
$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\phi'$ [°]	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	F [ ]	F [ ]	F [ ]
20	25	20	27	22	0	24	15	10	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,139	1,217	1,180
20	25	20	27	22	10	24	15	10	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,149	1,225	1,186
20	25	20	27	22	20	24	15	10	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,159	1,232	1,192
20	25	20	27	22	40	24	15	10	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,175	1,245	1,200
20	25	20	27	31	10	24	15	10	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,156	1,235	1,192
20	25	20	27	31	10	24	12	22	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,084	1,186	1,136
20	25	20	27	31	10	26	12	22	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,114	1,188	1,150
20	25	20	27	31	10	22	12	22	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,051	1,167	1,106
20	25	20	27	31	10	22	12	22	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	0,910	1,015	0,981
20	25	20	27	31	10	22	12	22	24	35	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	1,036	1,130	1,080
20	25	20	27	31	10	22	12	22	24	30	0	26	25	10	26	30	30	26	25	10	26	30	30	0,910	1,015	0,981
20	25	20	27	22	10	22	12	10	24	30	0	25	20	10	25	20	25	25	20	10	26	30	30	0,910	1,015	0,981
20	25	20	27	22	10	24	15	10	24	30	0	25	20	10	25	20	25	25	20	10	26	30	30	1,088	1,203	1,160

Tabelle 8.5: Variationsmöglichkeiten der wichtigsten geometrischen Parameter zum Erhalt des Gleitkreises mit der geringsten Sicherheit F(unterstrichen). Die veränderten Parameter sind fett gedruckt. Es wurden jeweils 1500 Möglichkeiten berechnet.

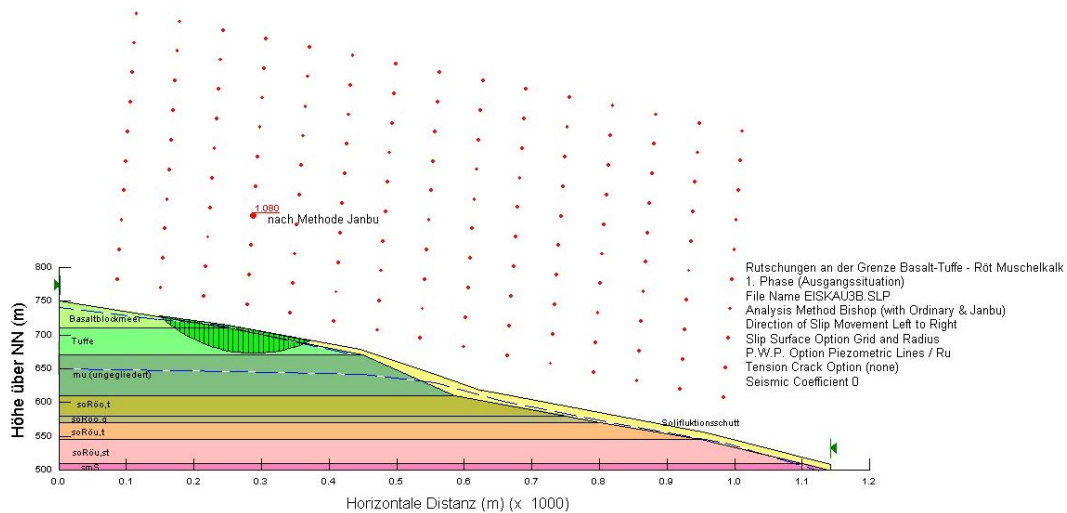


Abb. 8.22: Bruchfläche mit der geringsten Sicherheit F (nach Janbu). 1500 Möglichkeiten wurden berechnet. (Ausgangssituation Typ „Eiskaute“).

Der Bruchkreis mit der geringsten Sicherheit F findet sich hier an der Grenze von Basalten zu Tuffen (Abb 8.22). Auch durch Herabsetzen der Scherparameter der Röt-Folge konnten keine Auswirkungen auf die Röt/Muschelkalkgrenze hervorgerufen werden. Wichtigster Faktor für den Verlauf der Gleitfläche ist offensichtlich die Geometrie des Hanges, denn auch Variationen der Schichtmächtigkeiten von Unterem Muschelkalk (mu) und Tuffen erbrachten keinen anderen Verlauf der Bruchfläche mit geringster Sicherheit F. Die Rutschung Ehrenberg-E-Hang (FD-EH 14, Kap. 6.38) ist ein Beispiel für solch eine Rutschung im Untersuchungsgebiet.

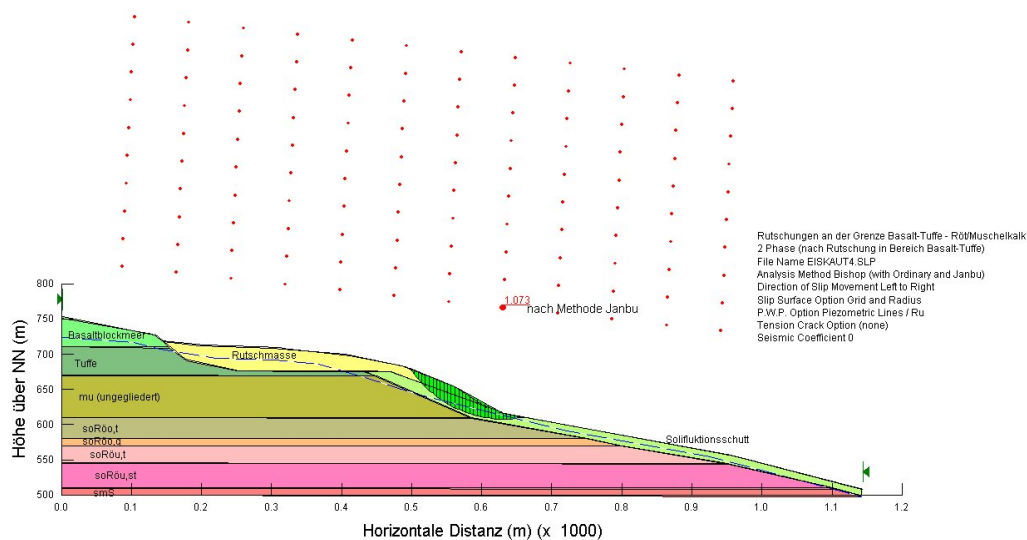


Abb. 8.23: Verlauf der Bruchfläche mit geringster Sicherheit F in Phase 2 des Rutschungsablaufes Typ „Eiskaute“.

Um die Auswirkung von natürlichen Änderungen der Hanggeometrie auf die Standsicherheit zu untersuchen, wurden unter Beibehaltung der in geomechanischen Parameter die Geometrie des Hanges nach der Rutschung rekonstruiert und erneut einer Standsicherheitsberechnung unterzogen (Abb. 8.23). Die ermittelte Bruchfläche lag nun im Bereich des Muschelkalktraufs und die dadurch ausgelöste Rutschung betraf nur den Rutschungsfuß und unterlagernden Solifluktionsschutt.

Ausgehend von diesen Ergebnissen wurde der Hang neu modelliert und eine dritte Phase im Rutschungsablauf berechnet (Abb. 8.24).

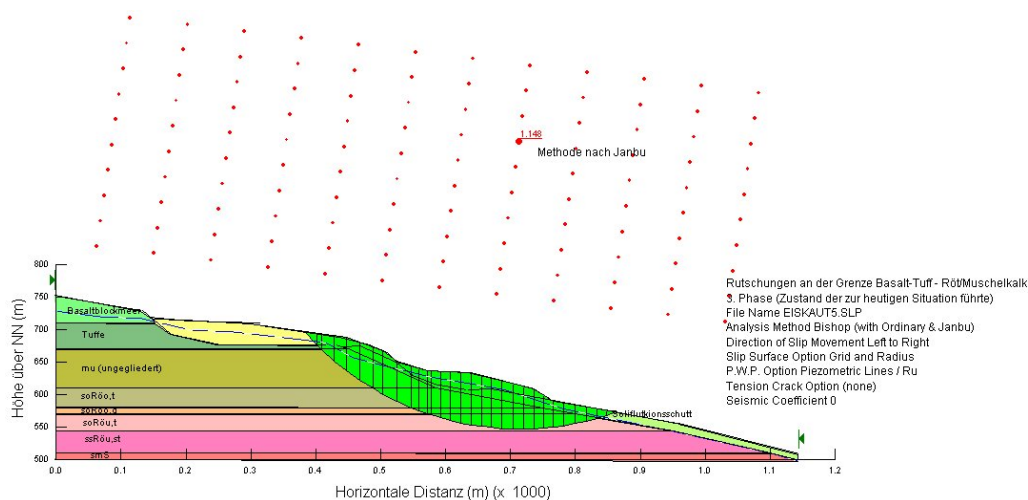


Abb. 8.24: Verlauf der Bruchfläche in Phase 3 des Rutschungsablaufes Typ „Eiskaute“

Die geringen Veränderungen der Hanggeometrie von Phase 2 zu Phase 3 im Rutschungsablauf reichten aus, um deutliche Auswirkungen auf den Verlauf der Bruchfläche zu nehmen. Die Bruchfläche verläuft nun im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze, ähnlich wie bei dem Typ „Reulbach“. Solche Rutschbewegungen im Bereich Röt/Muschelkalk, die durch ältere Bewegungen an der Grenze von Basalten zu Tuffen ausgelöst wurden, sind im Arbeitsgebiet z.B. bei der Rutschung Eiskaute (FD-HI 13, vgl. Kap. 6.3.5) zu beobachten.

Die aus diesen Berechnungen resultierende Hanggeometrie entspricht weitgehend der rezenten Situation im Bereich der Rutschung Eiskaute. Die in Phase 4 durchgeführten Berechnungen zeigen die heutigen Gefährdungsbereiche bei Rutschungen vom Typ „Eiskaute“. Die Bruchfläche mit der geringsten Sicherheit F wurde für den Abrißbereich berechnet (Abb. 8.25). Mögliche Risiken von Bewegungen innerhalb der Rutschmasse konnten rechnerisch nicht erfaßt werden.

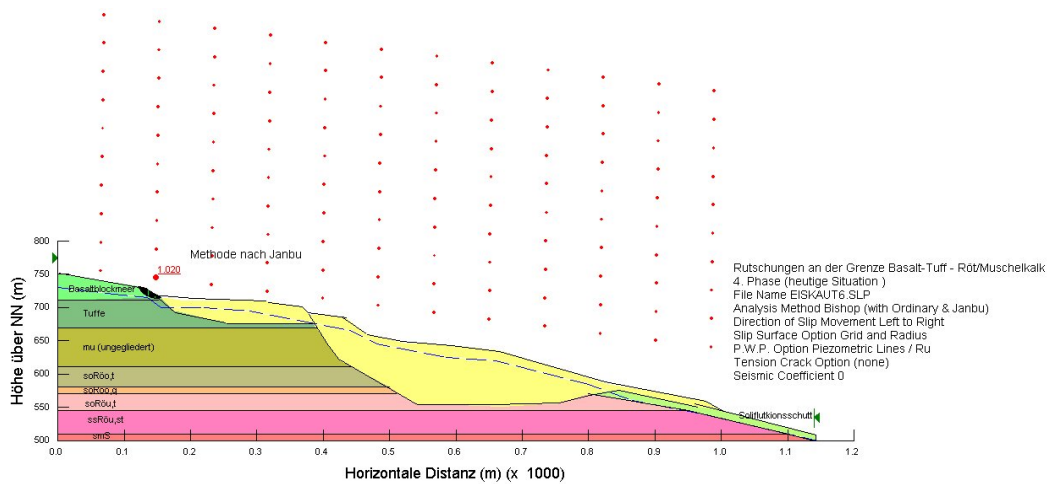


Abb. 8.25: Rezente Situation der Rutschungen Typ „Eiskaute“.

#### 8.2.4 Beurteilung der Standsicherheitsberechnungen

Die durchgeführten Standsicherheitsberechnungen zeigten, daß die Auswertung der Geländebefunde in Kapitel 6 und die darauf basierenden Schlußfolgerungen (cf. Kap.8.1) auch rechnerisch nachvollziehbar sind. Zur Überprüfung des ingenieurgeologischen Modells haben sich solche Standsicherheitsberechnungen erneut als ein geeignetes Mittel erwiesen, das sich in der Praxis bewährt hat (TÜRKE 1990, SCHMIDT 1996, PRINZ 1997).

Bei der Beurteilung der Ergebnisse muß man sich immer im klaren sein, welche Faktoren bei der Berechnung nicht eingehen, wie Klimaeinflüsse, Vegetation, Verlauf des Trennflächengefüges oder Verwitterungszonen. Außerdem sind die Spannungs- und Verformungszustände innerhalb eines Hanges fast immer unbekannt. Die Verwendung der vereinfachten kinematischen Methoden, wie die von Janbu, Bishop oder Fellenius bleiben aber trotzdem eine praktikable Möglichkeit.

Eine weitere Problematik ist die Tatsache, daß sich langsame Kriechbewegungen innerhalb der Rutschmassen nicht rechnerisch behandelt werden können. Obwohl in der Region Beispiele für langsames Kriechen der Rutschmassen z.B. bei lang anhaltender nasser Witterung bekannt sind bzw. vermutet werden, können diese Bewegungen bei den Standsicherheitsberechnungen nicht erfaßt werden.

Wichtig für die Beurteilung des Rutschungsrisikos in der Region war zum einen, daß belegt werden konnte, daß die Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze bis weit ins Röt hinunterreichen, und zum anderen Rutschungen an der Grenze

Röt/Muschelkalk /Vulkanite in einem Wechselspiel zueinander stehen. Die Gefährdungsbereiche in denen Sekundärrutschungen z.B. durch Rückschreiten des Abrisses möglich sind, konnten nachgewiesen werden. Außerdem zeigte sich, daß geringe Veränderungen der Hanggeometrie deutliche Auswirkungen auf die Standsicherheit haben. Dies läßt sich z.B. auch mit dem Auftreten der Rutschung FD-EH 34 am 24.12.1974 (Kap. 8.1.1) belegen.



## **9. Ergebnisse und deren Darstellung in thematischen Karten**

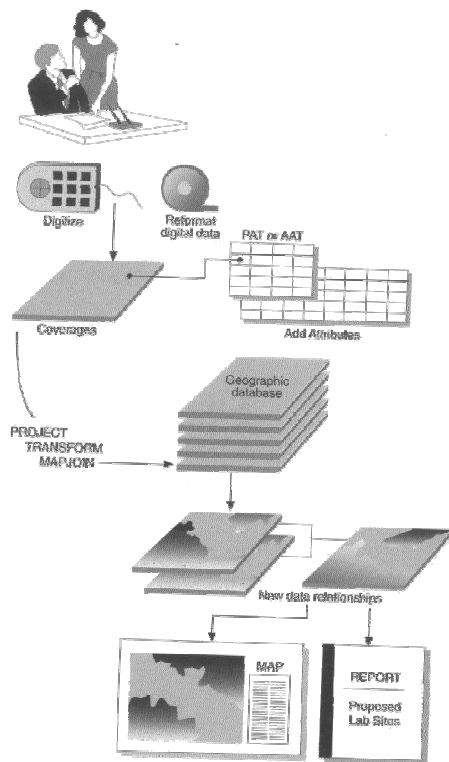
Ein Ziel dieser Arbeit war die Auswertung und Darstellung der Untersuchungsergebnisse in Form von ingenieurgeologischen Gefahren- und Risikokarten. Die Erstellung der Karten erfolgte mit Hilfe von geographischen Informationssystemen. Diese Informationssysteme (GIS) sind in ihrer Bedeutung für die Ingenieurgeologie heute unbestritten und haben sich bei der Bearbeitung komplexer Datenbestände bewährt.

Die Ergebnisse der Geländearbeit wurden in einer Datenbank dokumentiert und die Kartiierungsergebnisse mit Hilfe von Desktop Mapping Programmen dargestellt. Beides ist Voraussetzung für die weitere Nutzung der Daten in geographischen Informationssystemen. Ziel dabei war, die Informationen über die Rutschungen im Untersuchungsgebiet so aufzuarbeiten, daß sie später in Form eines Marburger Fachinformationssystems (FIS) als Rutschungskataster weiteren Nutzern zur Verfügung stehen.

### **9.1 Verwendete GIS Software und Kartenherstellung mit dem Computer**

Als Basis der kartographischen Arbeiten wurde das Programm MapInfo Professional Version 4.5.2 verwendet. Mit ihm erfolgte die Darstellung der Rutschungskartierungen und der Profile. Zusätzlich wurden zur Berechnung und Darstellung von dreidimensionalen Geländemodellen die Programme Surfer (Win32) Vers. 6.01 und ER-Mapper Vers 5.5 verwendet.

Das Programm MapInfo erfüllt als Desktop Mapping Software die wichtigsten Anforderungen, die an diese Softwarekategorie gestellt werden. Das Programm kann Daten aus bestehenden oder der programminternen Datenbank heraus in Form von Raster- oder Vektordaten visualisieren. Neben der Erstellung von Tabellen und Graphiken ist die Herstellung von Karten in beliebigen Maßstäben möglich. Eine Fülle von Symbolen, Linientypen, Füllmustern und Farben erlauben es auch komplexeste Sachverhalte in Form von Vektorgrafiken übersichtlich und sinnvoll darzustellen (Abb. 9.1). Als zusätzliches Hilfsmittel besteht die Möglichkeit der Integration von Rasterdaten. Digitale oder eingescannte Karten, Luftbilder oder Satellitenbilder können georeferenziert und mit Vektorgraphiken kombiniert werden (sog. hybride Systeme).



### Aufbau eines Geographischen Informationssystems

1. Planung von Struktur und Nutzungsmöglichkeiten
2. Eingabe von raumbezogenen Daten
  - Bearbeiten und Erstellen der Topologie (Topographie, Geologie, Geographie, Infrastruktur)
  - Eingabe von objektbezogenen Daten
3. Verwalten der Daten
4. Analyse der Daten
5. Darstellen der Ergebnisse in Form von Karten und/oder Berichten

Abb. 9.1: Schematischer Aufbau eines Geographischen Informationssystems mit Desktop Mapping und Datenbankverknüpfung.

Ein wichtiges Hilfsmittel ist dabei die Layertechnik, die es einfach und schnell ermöglicht in unterschiedlichen Dateien vorhandene Informationen, wie z.B. geologische Sachverhalte mit hydrologischen, geographischen oder ortsgebundenen Informationen (Katasterdaten, Straßen, Gemeindegrenzen usw.) mit anderen Kartenwerken zu verschneiden (Abb. 9.2). Durch diese Darstellung wird die Beziehung der einzelnen Daten untereinander veranschaulicht und die Ergebnisse sind problemlos als thematische Karte in beliebigem Maßstab auszudrucken. Die Zuordnung der Karten zu allen gängigen geographischen Projektionen und Maßsystemen ermöglicht die problemlose Darstellung sowohl von Karten als auch von maßstabsgerechten Grafiken und Profilen.

Vektordaten wie Linien oder Polygonen können Informationen zugeordnet werden, dies erfolgt z.B. mit Hilfe der in MapInfo integrierten relationalen Datenbank (Sachdatenbindung). Die wichtigsten Datenbankformate, wie z.B. dBase, Oracle, Informix oder Access werden ebenfalls unterstützt und können mit ODBC-Treibern (**O**pen **D**ata **B**ase **C**onnection) direkt gelesen und analysiert werden. Durch die Verknüpfung von geokodierten Polygonen oder Linien mit Daten werden Abfragemöglichkeiten für Analysen oder Recherchen mit Hilfe der SQL-Abfragesprache (**S**tructured **Q**uery **L**anguage) geschaffen.

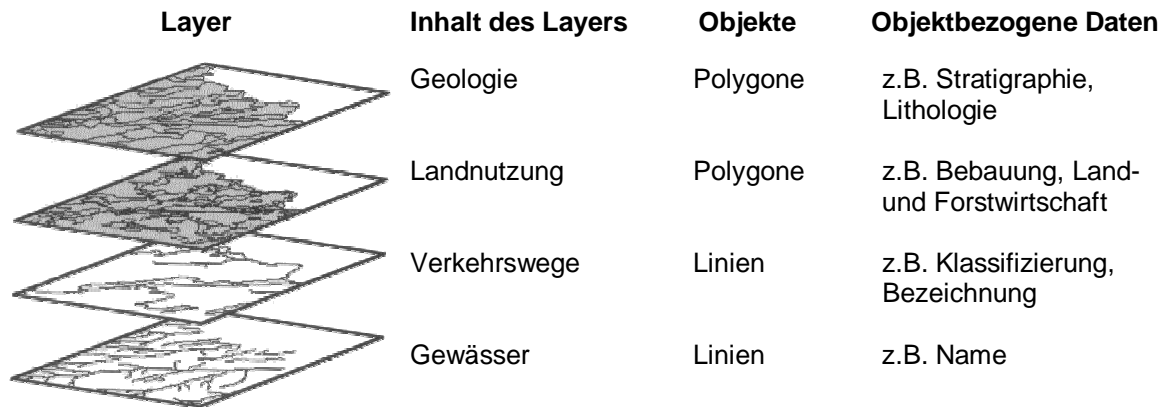


Abb. 9.2: Prinzip der Layertechnik, Analyse und Darstellung von Daten durch Verschneiden von Layern unterschiedlichen Inhalts, den Objekten in den einzelnen Layern können über Datenbanken Raum- oder Objektbezogene Daten zugeordnet werden.

Die Eingabe von Daten erfolgt durch manuelle Eingabe oder das Einlesen von bestehenden digitalen Datensätzen. Graphische Inhalte konventioneller Karten werden mit Hilfe von Digitalisierbrettern als Vektordaten eingegeben oder direkt mit Zeichentools am Bildschirm (on screen) in die digitale Karte eingefügt.

Neben der Darstellung von zweidimensionalen Karten und Profilen waren für eine übersichtliche Darstellung, der z.T. fast einen Quadratkilometer großen Rutschungen, dreidimensionale Blockbilder der Rutschhänge ein gutes Hilfsmittel für die Rutschungsdokumentation. Die vorhandenen topographischen Karten der Rutschhänge wurden dafür mit dem Programm Didger Vers. 1.0.71 digitalisiert, die so gewonnenen Daten konnten direkt in Surfer eingelesen und die dreidimensionalen Blockbilder berechnet werden. Das Programm ER-Mapper verfügt auch über die Fähigkeit dreidimensionale Geländemodelle mit Luftbildern zu kombinieren. Dazu muß ein Luftbild des Rutschhanges entzerrt und im selben Koordinatensystem wie das Blockbild georefrenziert werden. Danach paßt ER-Mapper das Luftbild der dreidimensionalen Geländeoberfläche an, so daß für den Betrachter ein realistisches Hangmodell entsteht, daß er beliebig drehen und vergrößern kann (Abb. 9.3). Diese Darstellungen können, ebenso wie Fotos, später mit Hilfe von einem Zusatzprogramm (Geobasemap Vers. 2.2.5 – Images+) den einzelnen Rutschungen in MapInfo georefrenziert zugeordnet werden. In dem Fachinformationssystem (FIS) für Rutschungen sind dann die Daten jederzeit abrufbar.

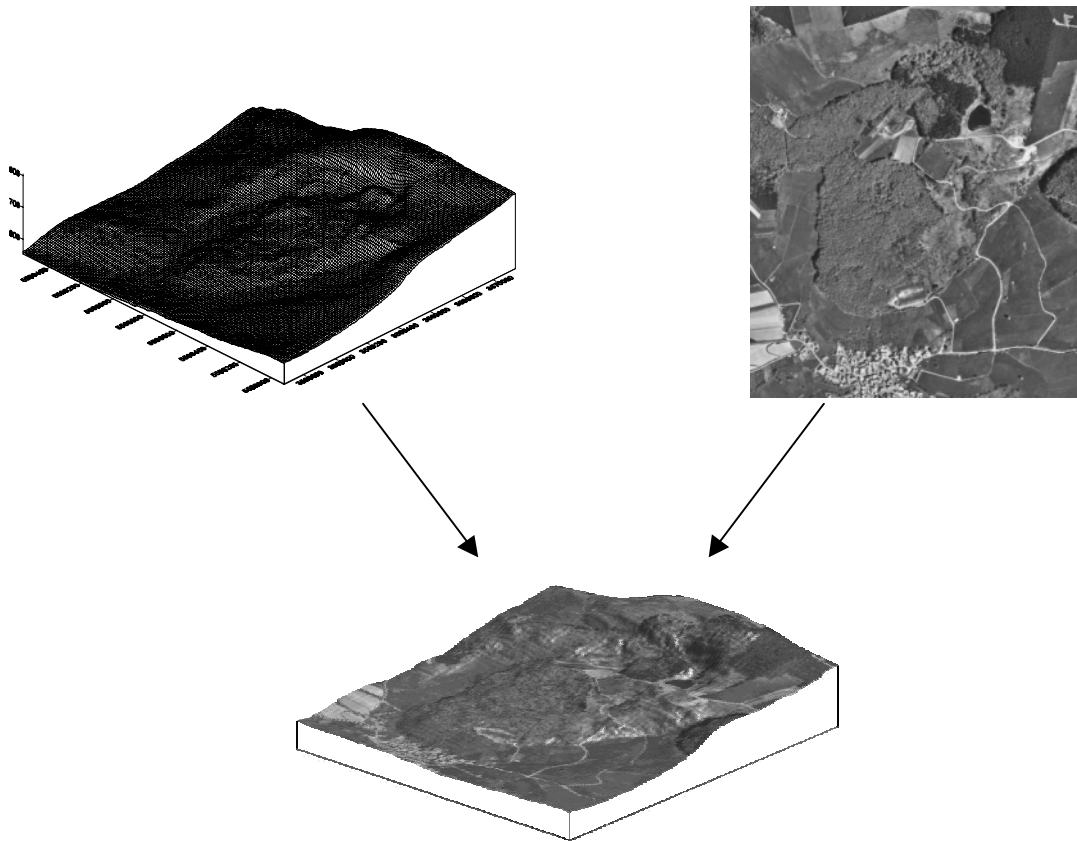


Abb. 9.3: Durch Kombination eines dreidimensionalen digitalen Geländemodells mit einem entzerrten und georeferenzierten Luftbild ist eine übersichtliche Darstellung auch von großflächigen Rutschungen möglich.

## 9.2 Aufbau einer Datenbank

Eine Datenbank ist eine Sammlung von Informationen zu einem bestimmten Thema oder Zweck, wie z.B. der räumlichen Lage von Hangbewegungen oder dem Verwalten von Katasterdaten. Mit Microsoft Access können alle Informationen in einer einzigen Datenbankdatei verwaltet werden. Dort werden die Daten in separaten Tabellen gespeichert. Die Tabellendaten können dabei in Online-Formularen angezeigt, ergänzt und aktualisiert werden, mit Hilfe von Abfragen gesucht und abgerufen, sowie in Berichten analysiert oder mit einem bestimmten Layout ausgedruckt werden.

Zum Speichern der Daten erstellt man eine Tabelle für jede gewünschte Informationsart. Um Daten aus mehreren Tabellen in einer Abfrage, einem Formular oder Bericht zusammenzufassen, definiert man Beziehungen zwischen den Tabellen. Mit einer Abfrage kann man Daten (selbst aus mehreren Tabellen) suchen und abzurufen, die den gesuchten Bedingungen

entsprechen. Diese kann auch Daten aus mehreren Datensätzen aktualisieren oder löschen, sowie integrierte oder benutzerdefinierte Berechnungen an den Daten durchführen.

Grundlage für den Datenbankaufbau war der in Kapitel 6.4.3 erläuterte „Marburger Erfassungsbogen für Rutschungen in den hessischen Mittelgebirgen“. Die vorhandenen Daten der im Kartiergebiet aufgefundenen Rutschungen wurden in die entsprechende Datenbank eingegeben und Herrn M. Stark zur späteren weiteren Bearbeitung übergeben. Die Verknüpfung dieser Daten mit den vorhandenen Fotos, MapInfo Karten und Abbildungen aus Surfer und ER-Mapper ist absprachegemäß Bestandteil der Dissertation von M. Stark, der damit ein funktiontüchtiges Fachinformationssystem für das Gebiet zwischen östlichem Vogelsberg und der hessischen Landesgrenze aufbauen will.

### **9.3 Ingenieurgeologische Risikobewertung und graphische Darstellung der Untersuchungsergebnisse**

Wichtigstes Ziel der Arbeit war es, durch Erfassung aller Rutschhänge im Untersuchungsgebiet und durch deren Bewertung eine Gefahrenbeurteilung der rezenten Situation zu erarbeiten. Eine Risikoanalyse von Naturgefahren ist eine komplexe Aufgabe und der Ingenieurgeologe muß versuchen, auf der Basis des Bekannten und seiner Erfahrungen bzw. aus sich abzeichnenden Trends intuitive Aussagen über das Gefährdungspotential eines Hanges oder einer Region zu machen. Von Planungsbehörden und Bauherren werden sichere Aussagen erwartet, die unter Umständen kostenaufwendige Maßnahmen zur Schadensvermeidung oder Sanierung nach sich ziehen. Alle Beteiligten müssen sich dabei aber im Klaren sein, daß eine exakte und rein objektive Beurteilung einer Naturgefahr nicht möglich ist. Vorhersagen über den genauen Ort, die Größe und die Zeit des Auftretens einer Rutschung sind nur in Ausnahmefällen möglich. Diese Probleme erfordern vom Ingenieurgeologen nicht nur ein lineares, dem Prinzip von Ursache und Wirkung geltendes Denken, sondern eine rationale und intuitive Denkweise entsprechend der Vernetzung und dem z.T. scheinbaren Chaos natürlicher Zusammenhänge (PRINZ 1997).

### 9.3.1 Grundlagen für die Risikobewertung

Ziel aller in den vorangehenden Kapiteln dargestellten Arbeiten war die Riskobewertung des Untersuchungsgebietes. Der Ursprung für das Auftreten von Rutschungen liegt im nicht einsehbaren Untergrund des Gebirges dessen Aufbau in Groben Zügen bekannt ist. Der Zustand dieses Untergrundes selbst bleibt über einen langen Zeitraum hin konstant. Anders verhält es sich mit vielen auslösenden Faktoren wie Klima, Wasserständen oder Geländemorphologie. Neben den natürlichen Schwankungen sind diese Faktoren häufig auch anthropogenen Veränderungen ausgesetzt.

Grundlage einer Gefährdungsbewertung ist zunächst der Zustand eines Hanges, der erfaßt und dargestellt werden kann. Ältere Rutschungsereignisse geben Hinweise auf Art und Ort der Gefährdung, so daß mehrere Gefährdungsklassen ausgewiesen werden können. In Kombination mit der Position und Funktion der vorhandenen Bebauung ergibt sich daraus eine Gefährdungseinschätzung für das untersuchte Gebiet.

Die in dieser Arbeit vorgestellte Vorgehensweise zur Erfassung von Rutschungen und der Bewertung des Risikopotentials wird in ähnlicher Form auch in der Schweiz angewendet. Die ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE UND NATURGEFAHREN (AGN) (1998) schlägt folgende Vorgehensweisen für die Erfassung, Darstellung und Beurteilung von Rutschungen vor:

- Gefahrenerkennung und –dokumentation (Zusammenstellung und Analyse früherer Ereignisse anhand von Dokumentation und Naturbeobachtungen)
- Ursachenanalyse (kausale Zusammenhänge zur Entstehung von Rutschungen)
- Beurteilung des Gefahrenpotentials (was kann wo und wann geschehen?)
- Beurteilung des Schadenspotentials (welche Schäden können entstehen, sind Sofortmaßnahmen zu veranlassen?)
- Gefahren- und Risikomanagement (wirksame und zweckmäßige Schutz- oder Sanierungsmaßnahmen)

Um das Gefährdungspotential einer Region abschätzen zu können, müssen erst einmal Position und Verbreitung der von Rutschungen betroffenen geologischen Einheiten näher betrachtet werden. In diesem Zusammenhang sollte auch der Zusammenhang von Reliefenergie mit der Häufigkeit der aufgefundenen Rutschungen ausgewertet werden. Als nächster Schritt folgt die

Zuordnung von aufgefunden Bewegungsarten und –mechanismen und der daraus resultierenden Verbreitung der bekannten Rutschungsereignisse. Sind diese Faktoren zugeordnet und bewertet, muß die Wahrscheinlichkeit abgeschätzt werden, mit der solche Ereignisse künftig auftreten können und welcher Art sie sein können. Da in deutschen Mittelgebirgen neu auftretende Rutschungen sehr selten sind und auch Bewegungen in alten Rutschmassen nur relativ selten zu beobachten sind, ist dies eine der schwierigsten Aufgaben bei der Gefahrenbeurteilung.

Aufgrund des unterschiedlichen geologischen Untergrundes oder wechselnder morphologischer, hydrologischer und lithologischer Zusammenhänge ist in Kombination mit den bekannten Rutschungsereignissen und –mechanismen eine Unterteilung des untersuchten Gebietes in mindestens drei Gefährdungsklassen möglich. Diese Einteilung in drei Gefährdungsklassen ist international weit verbreitet:

- **Hohe Gefährdung** (d.h. die Wahrscheinlichkeit, daß Rutschungen auftreten ist sehr hoch oder die Rutschung ist schon aufgetreten und noch aktiv)
- **Mittlere Gefährdung** (d.h. die Wahrscheinlichkeit, daß Rutschungen auftreten ist nicht sehr hoch, die geologischen Randbedingungen lassen jedoch Rutschungen zu)
- **Geringe oder keine Gefährdung** (d.h. Aufgrund der geologischen Bedingungen ist das Auftreten von Rutschungen unwahrscheinlich, oder nach derzeitigem Kenntnisstand nicht bekannt)

Eines der Probleme bei der Gefährdungseinschätzung sind subjektive Bewertungsunterschiede, die durch regional unterschiedliche Rutschungsintensitäten bedingt sind. Im Vergleich mit Regionen mit hoher Rutschungsintensität, wie zum Beispiel in subtropischen und tropischen Ländern, gehen von Rutschgebieten in deutschen Mittelgebirgen wahrscheinlich geringe oder gar keine Gefährdungen aus. Schäden durch die relativ selten auftretenden Hangbewegungen würden im Vergleich mit den dortigen Problemen wahrscheinlich als gering und akzeptierbar bewertet werden. Dasselbe gilt für die Gefahren durch Massenbewegungen im Alpenbereich (cf. LATELTIN 1997). Um Risikokarten für die lokalen Planungsbehörden bereitstellen zu können, müssen deshalb die regionalen Schutzziele sowie die Risikoakzeptanz bekannt sein bzw. eingeschätzt werden können.



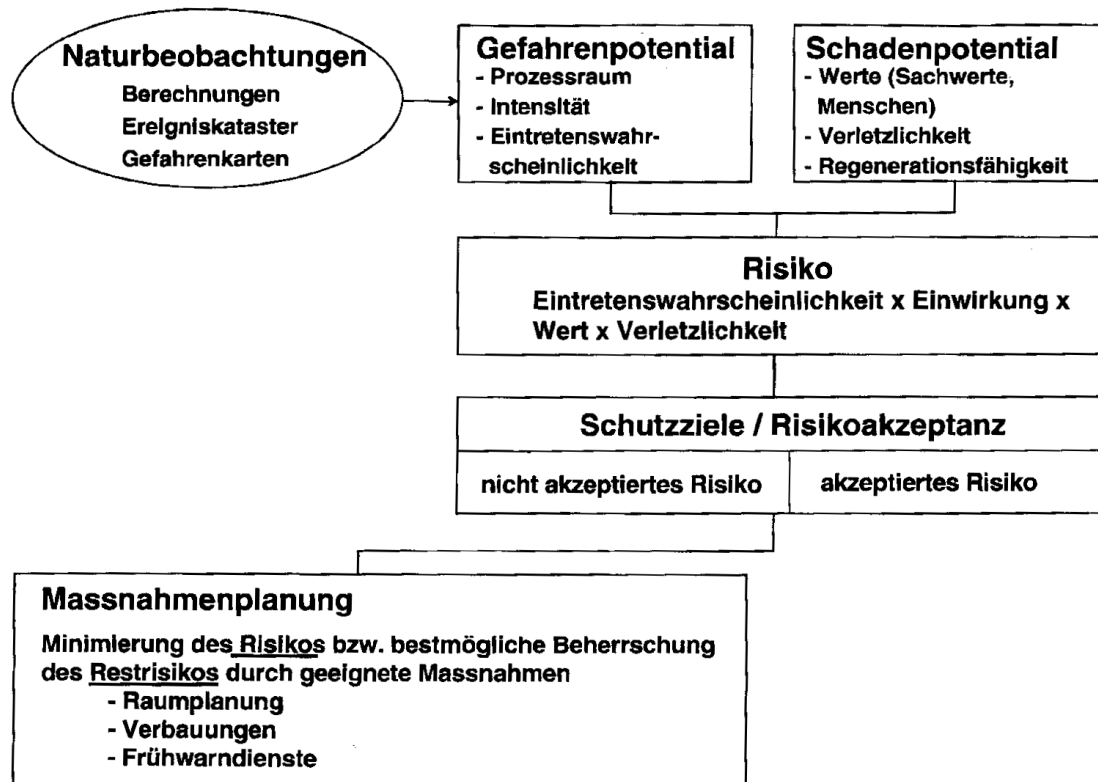


Abb. 9.4: Gefahren und Risikomanagement bei Naturgefahren (ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE UND NATURGEFAHREN (AGN) 1998).

Eine Risikokarte entsteht erst durch die Kombination von geologischen Gefahrenkarten mit möglichen Schäden an Natur, Bauwerken oder Menschen (vgl. Abb. 9.4). Nur wenn eine Naturgefahr einen Wert (Sachwert, Mensch) schädigen kann, also ein Schadenspotential vorliegt, spricht man von einem Risiko (ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE UND NATURGEFAHREN (AGN) 1998). Regional ist die Einschätzung des tolerierbaren Risikos und seine Definition sehr unterschiedlich, für die Problemstellungen in deutschen Mittelgebirgen erscheint folgende Unterteilung und Definition sinnvoll:

- **Hohes Risiko** (d.h. Personen, Gebäude oder Verkehrswege sind gefährdet)
- **Mittleres Risiko** (d.h. Personen, Gebäude oder Verkehrswege sind bei Eingriffen in das Hanggleichgewicht gefährdet. Schäden können jedoch durch Bau- oder Planungsmaßnahmen verhindert oder minimiert werden)
- **Geringes oder kein Risiko** (d.h. eine Schädigung von Werten ist unwahrscheinlich oder nach derzeitigem Kenntnisstand vernachlässigbar bzw. unbekannt.)

Durch Vorliegen von Risikokarten bzw. das frühzeitige Erkennen von Rutschhängen kann die Planung der geologischen Situation angepaßt werden und unnötige Kosten durch nachträgliche Sicherungs- und Sanierungsarbeiten können vermieden werden (MEYER & PRINZ 1998). Ein solches Gefahren- und Risikomanagement muß eine Definition von Schutzziele und tolerierbaren Risiken beinhalten. Eine vollkommene Sicherheit ist oft aus technischen Gründen oder durch abgeschlossene Planfeststellungsverfahren nicht möglich, bzw. wäre nur mit unverhältnismäßig hohem Kostenaufwand zu realisieren.

Welche planerischen oder baulichen Maßnahmen zu treffen sind, hängt stark von den örtlichen Gegebenheiten ab und ist von Fall zu Fall neu zu bewerten. So sind Schäden in dünnbesiedelten Gebieten eher akzeptierbar als Schäden in Wohn- und Industriegebieten. Der Ingenieurgeologe muß die Auswirkungen von möglichen Hangbewegungen auf Ökosystem, Gewässer, oder Bauwerke erkennen und mit den zuständigen Planungsinstitutionen in jedem Einzelfall festlegen, welches Schadenpotential als kalkuliertes Risiko hingenommen werden kann.

### 9.3.2 Verwendete Kriterien für die Gefahren- bzw. Riskoeinschätzung

Um Karten herstellen zu können, die den beschriebenen Kriterien und Erfordernissen entsprechen, wurde zuerst eine Gefahrenkarte erstellt, die durch Kombination mit vorhandenen Informationen über Bebauung, Verkehrswege und Landnutzung zu einer Risikokarte weiterentwickelt wurde. Der Erstellung einer Gefahrenkarte wurden folgende Kriterien zugrunde gelegt:

- Verlauf von geologischen Formationen mit bekannter Rutschungsanfälligkeit.
- Lage und Ausdehnung bekannter Rutschungen
- Bereiche mit bekannten Rutschungsaktivitäten
- Ort und Art möglicher Hangbewegungen
- Reliefenergie und Morphologie

Die Reliefenergie und darauf basierende Zusammenhänge mit der Anzahl der aufgefundenen Rutschungen war für die Einschätzung der Gefahren von Interesse. Zu diesem Zweck wurde vom Untersuchungsgebiet eine einfache Reliefenergiekarte angefertigt in der die relativen Höhendifferenzen und Gebiete mit steiler Morphologie dargestellt werden (Abb. 9.4).

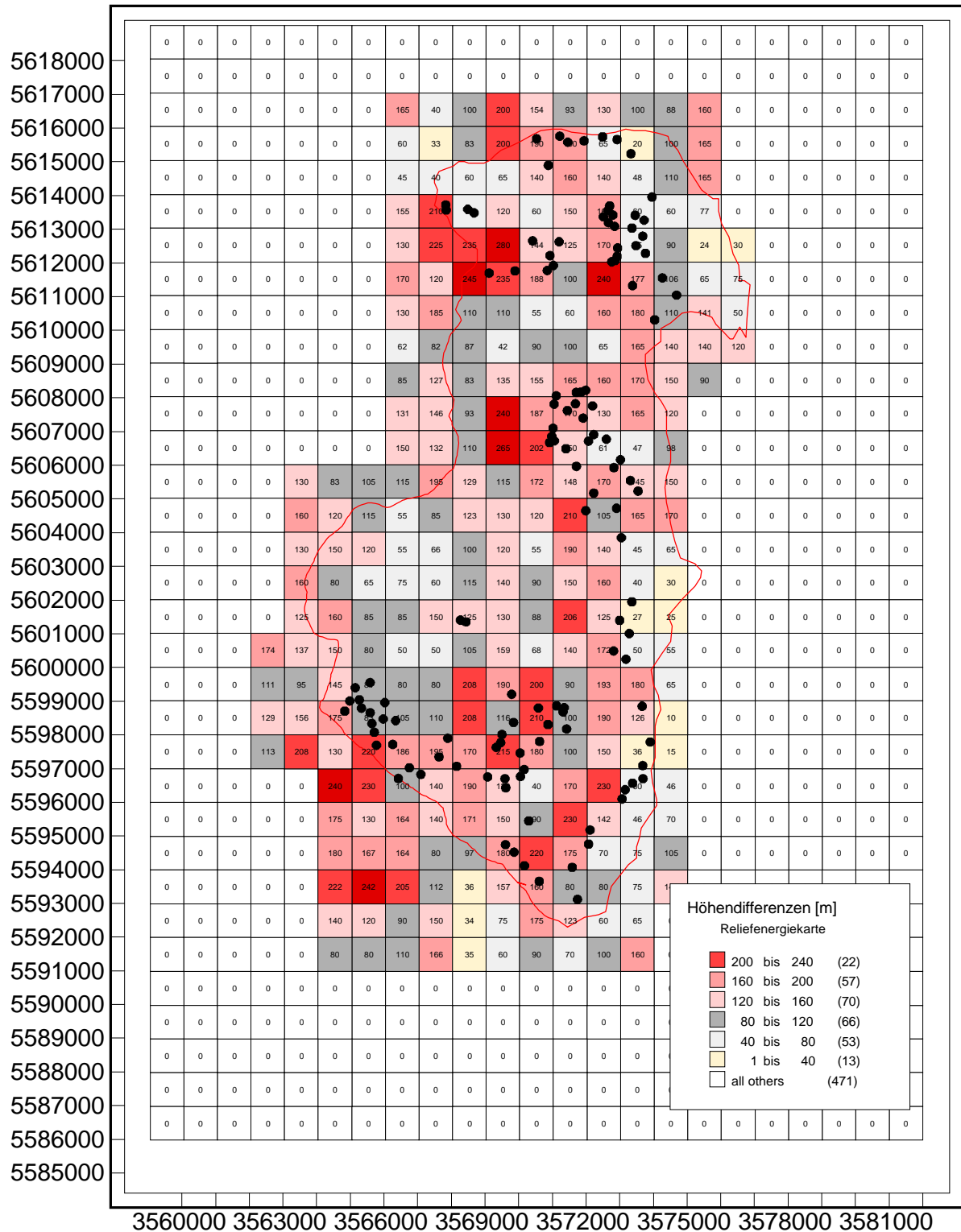


Abb 9.4: Reliefenergiekarte des Untersuchungsgebietes, die schwarzen Punkte markieren den Abrißbereich der Rutschungen. In den Feldern findet sich die Angabe der Höhendifferenz in Metern. Für die weißen Felder wurden keine Werte bestimmt.

Zur Herstellung der Karte wurde die Quadratrastermethode angewendet, hierbei wurde jeweils für 1 km<sup>2</sup> die Reliefspanne bestimmt. Die auftretenden Höhendifferenzen wurden in 40 m Intervallen in sechs Klassen eingeteilt.

Bei der Auswertung der Reliefenergiekarte ließ die Lage der Abrisse und der Rutschmassen keine signifikanten Zusammenhänge zwischen Reliefenergie und aufgetretenen Rutschungen erkennen (Abb. 9.4). Dies ist insofern interessant, weil heute vermehrt Bemühungen laufen, durch Computer gestützte Auswertung von digitalen Geländemodellen, Rutschhänge auszuweisen, die eine kritische Hangneigung überschreiten (z.B. BAEZA & COROMINAS 1996, BALDELLI, ALEOTTI & POLLONI 1996, LIENER ET AL. 1996). Hierdurch sollen Gebiete ausgewiesen werden, für die Gefahr von Hangbewegungen besteht. Für das Arbeitsgebiet waren diese Methoden nicht anwendbar, da je nach geologischen Ursachen und auslösenden Faktoren andere Hangneigungen vorliegen, die nicht pauschal über eine kritische Hangneigung erfaßt werden können.

Der Verlauf von geologischen Formationen mit erkannter Rutschungsanfälligkeit war eine Grundlage für die Erstellung der Gefahrenkarte. Entlang des Ausstrichs dieser Schichtglieder wurden Zonen mit „Mittlerer Gefährdung“ ausgewiesen. Dies bedeutet, die Wahrscheinlichkeit daß Rutschungen in diesem Bereich auftreten ist nach heutigen Erkenntnissen nicht sehr hoch, aufgrund der geologischen Rahmenbedingungen jedoch theoretisch jederzeit möglich. Eingriffe in das natürliche Hanggleichgewicht durch Baumaßnahmen können jedoch schon während der Bauphase oder zeitlich verzögert Hangbewegungen auslösen. Festzulegen war hier nur, wieweit der Gefährdungsbereich oberhalb und unterhalb des jeweiligen Schichtgliedes festzulegen ist. Wichtigstes Bewertungskriterium war dabei die Ausdehnung der Rutschmassen und der Verlauf der Abrisse von älteren Rutschungen im Untersuchungsgebiet.

Um den komplexen und oft unterschiedlichen Ursachen und auslösenden Faktoren von Rutschungen innerhalb der Gefahrenkarte besser gerecht zu werden, wurden nur die wichtigsten bekannten Daten verwendet. Neben dem Verlauf geologischer Problemzonen, wie z.B. der Röt/Muschelkalkgrenze, waren auch Ausdehnung der Rutschmassen und Ausbildung des Abrisses bekannt. Der Verlauf des Abrisses zeigt, wie weit der Abriß von Rutschungen hinter der ursprünglichen Geländekante liegt und damit bis zu welcher Entfernung mit Gefährdungen zu rechnen ist. Im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze wurden hier Werte zwischen 70 m und 230 m (Ø 125 m) gemessen, in tertiären Basalten liegen die ermittelten Werte

zwischen 40 m und 170 m ( $\varnothing$  103 m). Sekundärabrisse im Abrißbereich zeigen, wie weit die Rutschungen zurückschreiten. In Abrissen aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks wurden Werte zwischen 30 m und 190 m ( $\varnothing$  95 m) gemessen, in Abrissen aus tertiären Vulkaniten lagen die Werte zwischen 30 m und 70 m ( $\varnothing$  45 m). Die Ausdehnung der Rutschmassen gibt Hinweise auf Bewegungsart und –geschwindigkeit, sowie den Gefährdungsbereich unterhalb des Abrisses. Rutschmassen, deren Entstehung auf den Hauptbewegungstyp „Gleiten“ zurückzuführen ist, hatten im Durchschnitt eine Länge  $L = 250$  m ( $L_{\min} = 40$  m;  $L_{\max} = 620$  m), bei Rutschmassen des Typs „Fließen“ wurde im Durchschnitt eine Länge  $L = 445$  m ( $L_{\min} = 60$  m;  $L_{\max} = 900$  m) festgestellt. Die kombinierten Rutschungen in denen „Gleiten“ und „Fließen“ nebeneinander auftraten, wiesen mit einer durchschnittlichen Länge  $L = 515$  m ( $L_{\min} = 80$  m;  $L_{\max} = 1100$  m), die größte Längsausbreitung der Rutschmassen auf.

Aufgrund dieser Ergebnisse wurde die Zone „Mittlerer Gefährdung“ festgelegt. Der interpolierte Verlauf der Grenze zwischen Röt und Unterem Muschelkalk diente dabei als Ausgangslinie. Ungefähr 150 m hinter dieser Linie wurde die Obergrenze für Gefährdungen gelegt, die durch neue Abrisse entstehen könnten. 250 m unterhalb der „Röt/Muschelkalk – Linie“ wurde die Untergrenze der Zone „Mittlerer Gefährdung“ gelegt. Dies berücksichtigt zum einen die Verbreitung der Röt-Tonsteine, in denen Eingriffe durch Baumaßnahmen leicht Rutschungen auslösen können (vgl. Abb. 8.15 u. 8.16) und zum anderen die durchschnittliche Länge von Rutschungen des Bewegungstyps „Gleiten“, der an der Grenze Röt/Muschelkalk sehr häufig auftritt. Schwieriger gestaltete sich die Abgrenzung der Zone „Mittlerer Gefährdung“ an der Grenze zwischen tertiären Vulkaniten, da eine klare lithologische Grenzziehung, aufgrund der Entstehungsgeschichte, über weitere Strecken hier nicht möglich war. Die Obergrenze der Gefährdungszone wurde 50-70 m hinter bekannte Abrisse verlegt, die Untergrenze der Gefährdungszone mußte abgestimmt auf die lokalen lithologischen und morphologischen Verhältnisse festgelegt werden und überlappt sich größtenteils mit der Gefährdungszone im Bereich der Röt/Muschelkalkgrenze.

Die oben beschriebene Gefahrenzone gilt nur für intakte Hangbereiche. Innerhalb von Rutschmassen ist immer mit temporären Bewegungen zu rechnen. Das bedeutet bei der Gefährdungseinschätzung, daß diese Flächen höher gefährdet sind, als intakte Hangpartien der Zone „Mittlerer Gefährdung“. Fast alle rezent bekannt gewordenen Hangbewegungen im Arbeitsgebiet traten innerhalb von Rutschmassen oder im Abrißbereich bestehender Rutschungen auf. Aufgefallen sind diese Bewegungen nur in Bereichen, in denen Verkehrswege oder Bebauung beschädigt wurden, es muß jedoch davon

ausgegangen werden, daß solche Bewegungen auch in den anderen Rutschmassen temporär auftreten. Deshalb wurden alle Flächen im Bereich von Rutschmassen als Flächen „Hoher Gefährdung“ eingestuft.

Flächen in denen keine Rutschungen aufgefunden wurden und in denen auf Grund ihres geologischen Aufbaus das Auftreten unwahrscheinlich ist, wurden als Zonen mit „Geringer oder keiner Gefährdung“ eingeschätzt.

Neben den Angaben über den Gefährdungsgrad sollte die Gefahrenkarte auch Angaben über die Art der Gefährdung enthalten, Bereiche mit erkennbaren oder bekannten Gefahren wurden in der Karte entsprechend gekennzeichnet.

Um das Schadenspotential einschätzen und eine Risikokarte herstellen zu können, wurden die Ergebnisse der Gefahrenkarte mit dem Verlauf von Straßen und Gewässern, der Lage von bebauten Flächen und der Landnutzung verglichen. Als Zonen mit „Hohem Risiko“ wurden Gebiete eingestuft, in denen zum einen Hangbewegungen bekannt sind und die zum anderen z.B. von stark befahrenen Straßen geschnitten werden. Treten in solchen Arealen Hangbewegungen auf, können neben Schäden an Gebäuden und Verkehrswegen auch Personen zu Schaden kommen. Im Arbeitsgebiet findet man solche Zonen nur innerhalb von bekannten Rutschungen, deshalb wurden auch die Bereiche abgestuft als Zonen mit „Hohem Risiko“ eingeschätzt, in denen Bebauung oder stark befahrene Verkehrswege innerhalb von bekannten Rutschungen liegen.

In Zonen „Mittlerer Gefährdung“ ist eine Schädigung von Werten nur nach vorangegangenen anthropogenen Eingriffen zu erwarten. Hangbewegungen sind in diesen Zonen nicht bekannt, daß jedoch Schäden an Bauwerken innerhalb dieser Zone erst mit zeitlicher Verzögerungen eintreten können, zeigt der Fall der Rutschung FD-EH 34 (vgl. Kap. 8.1.1). Darum wurden innerhalb dieser Zone stark befahrenen Verkehrswege und bebaute Gebiete als Zonen mit „Mittlerem Risiko“ eingestuft. Unbebaute Areale mit bekannten Rutschungen und Land- und forstwirtschaftliche Flächen mit „Mittlerer Gefährdung“ wurden ebenfalls als Zonen „Mittleren Risikos“ eingestuft, jedoch mit deutlicher Einschränkung des Risikopotentials. Schäden in diesen Bereichen sind meist akzeptierbar.

Alle Flächen die keines dieser Kriterien aufweisen, wurden als Zone mit „Geringem oder keinem Risiko“ eingestuft.

### 9.3.3 Anfertigung von Gefahren- und Risikokarte

Die Gefahren- und die Risikokarte wurden mit dem Programm MapInfo erstellt und sollten ausgedruckt im Maßstab 1 : 50 000 verwendbar sein (Karten II und III - siehe Anhang). Ingenieurgeologische und spezielle geographische Informationen wurden als Vektordaten in der Karte verwendet. Informationen zur Morphologie geben topographische Karten, die als entzerrte, transparente Rasterdaten den obersten Layer bilden.

Die Gefahrenkarte enthält Angaben über den Gefährungsgrad und die zu erwartende Gefahr. Als Zusatzinformation können auch Layer hinzugefügt werden, die Angaben über die Lage von Bebauung oder Verkehrswegen, die Gewässer, die Landnutzung usw. enthalten. Satellitenbildlineationen, Störungen, die Verbreitung von lithologischen Einheiten oder Rutschungstypen stehen ebenfalls als einzelne Layer in Form von Vektordaten zur Verfügung.

In der Karte werden drei Gefährungsklassen unterschieden, die z.T. noch weiter unterteilt sind:

#### **- Hohe Gefährdung (I):**

- Hohe Gefährdung (Ia): Die Wahrscheinlichkeit, daß Rutschungen auftreten ist hoch, oder die Rutschung ist schon aufgetreten und es sind in den letzten Jahren Aktivitäten innerhalb der Rutschmassen oder im direkten Umfeld bekannt geworden.
- Hohe Gefährdung (Ib): Die Wahrscheinlichkeit, daß Rutschungen auftreten ist hoch, oder die Rutschung ist schon aufgetreten, es sind in den letzten Jahren jedoch keine Bewegungen innerhalb der Rutschmassen oder des direkten Umfeldes bekannt geworden.

#### **- Mittlere Gefährdung (II):**

- Die Hänge sind nicht von Rutschmassen bedeckt. Die Wahrscheinlichkeit, daß Rutschungen auftreten ist nicht sehr hoch, die geologischen Randbedingungen lassen jedoch Rutschungen zu. Bei Baumaßnahmen sind entsprechende Baugrunduntersuchungen durchzuführen.



**- Geringe oder keine Gefährdung (III):**

- Rutschungen sind nach derzeitigen Kenntnisstand nicht bekannt, oder unwahrscheinlich. Die geologischen Bedingungen gelten als nicht Rutschungsanfällig.

Als mögliche Gefahren werden unterschieden:

- Fließbewegungen (langsame Kriechbewegungen)
- Setzungen innerhalb der Rutschmasse und im Abrißbereich aufgrund langsamen „Kriechens“ der Rutschmasse
- Steinschlag im Abrißbereich
- Schlammströme bei extremen Starkregen, unterhalb von Gebieten mit größeren Gesteinsschuttansammlungen.

Fast alle erkannten oder vermuteten Gefahren konnten nur Zonen mit „hoher Gefährdung“ zugewiesen werden, die im Untersuchungsgebiet auf das direkte Umfeld bekannter Rutschungen beschränkt sind. Der Zone „Mittlerer Gefährdung“ wurden nur Gefahren in Form von möglichen Schlammströmen zugeordnet. Solche Schlammströme nach extremen Starkregen, unterhalb von größeren Gesteinsschuttansammlungen, die meist aus tertiären Vulkaniten bestehen, sind in der Region aus historischer Zeit überliefert (BEYER 1996). Die Wahrscheinlichkeit, daß solche Schlammströme entlang von der Ulster zufließenden Bächen auftreten ist demnach nicht auszuschließen und mußte so in der Gefahrenkarte berücksichtigt werden.

In der Risikokarte wurden die Gefahrenzonen mit vorhandener Bebauung und Nutzung verglichen und so daß mögliche Schadenspotential erfaßt und dargestellt. Auch hierbei sind beliebige Kombinationen mit Informationen aus anderen Layern möglich. Die Einschätzung des Risikos erfolgte in einer für deutsche Mittelgebirge sinnvollen Unterteilung und berücksichtigt die relativ geringe Risiko- und Schadensakzeptanz von Behörden und Bevölkerung in diesen Regionen. Aus diesem Grund werden, die drei Risikoklassen z.T. noch einmal unterteilt:

**Hohes Risiko (HR):**

- Hohes Risiko (HRa): Personen, Gebäude oder Verkehrswege sind gefährdet. Schäden in diesem Bereich sind schon aufgetreten.
- Hohes Risiko (HRb): Personen, Gebäude oder Verkehrswege sind gefährdet. Schäden in diesem Bereich sind nicht bekannt.

**Mittleres Risiko (MR):**

- Mittleres Risiko (MRa): Personen, Gebäude oder Verkehrswege sind gering gefährdet, bei Eingriffen in das Hanggleichgewicht ist mit Hangbewegungen zu rechnen. Schäden können durch Planungs- oder Baumaßnahmen verhindert oder minimiert werden.
- Mittleres Risiko (MRb): Land- und forstwirtschaftlich genutzte Flächen sind gefährdet. Auftretende Schäden sind jedoch tolerierbar.

**Geringes oder kein Risiko (KR):**

- Eine Schädigung von Werten ist nach heutigem Kenntnisstand unwahrscheinlich oder vernachlässigbar.

Insgesamt kann das Gefahren- und Risikopotential in der Region als relativ gering bezeichnet werden. Dies hat mehrere Ursachen, zum einen ist es die dünne Besiedlung und die extensive Landnutzung, zum anderen fehlen im Untersuchungsgebiet Verkehrswege von überregionaler Bedeutung. Die Siedlungen im Arbeitsgebiet liegen darüber hinaus meist außerhalb von rutschungsgefährdeten Flächen. Ein weiterer Grund ist das seltene Auftreten von Hangbewegungen, die nur im Abstand von mehreren Jahrzehnten nach langanhaltender niederschlagsreicher Witterung zu beobachten sind. Bei den von BEYER (1996) erwähnten Schlammströmen kann man sogar von Jahrhundertereignissen sprechen.

## 10. Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war die ingenieurgeologische Risikobewertung von natürlichen Hängen im Ulstertal in der hessischen Rhön. Für diesen Zweck war die Kartierung und Untersuchung von Rutschungen ein Schwerpunkt dieser Arbeit. Mit den gewonnenen Erkenntnissen über Zusammenhänge von geologischen und morphologischen Ursachen, auslösenden Faktoren, bodenmechanischen Eigenschaften und Art der Hangbewegungen konnten zeitliche und kinematische Abläufe von Rutschungen in der Rhön rekonstruiert werden. Das prinzipielle Verständnis des Ablaufs und der Art der Hangbewegungen machten die Erstellung einer Gefahren- und Risikokarte möglich.

Bei der Kartierung wurde besonderer Wert auf die Untersuchung eines relativ großen Gebietes gelegt. Mit der so erfaßten großen Anzahl von Rutschungen konnten Art und Ablauf von Rutschungen besser erkannt werden, als mit der exemplarischen und detaillierten Untersuchung einer einzelnen Rutschung. Durch die genauere Untersuchung von elf ausgewählten Einzelrutschungen und der Auswertung vorhandener Informationen über Hangbewegungen in der Region konnten diese Ergebnisse vertieft und untermauert werden.

Durch die Anwendung von Methoden der Fernerkundung konnten große Bereiche schnell untersucht und Rutschungen anhand ihrer Morphologie und ihres geologischen Aufbaus identifiziert werden. Die Auswertung von Satellitenbildlineationen gab neuartige Einblicke in den Verlauf von Störungszonen, deren Einfluß auf die Flußgeschichte und die heutige Morphologie.

Bei der Darstellung der Kartiierungsergebnisse wurde besonderer Wert auf die Anwendung moderner GIS- und Datenbanksysteme gelegt. Zu diesem Zweck wurde unter anderem eine einfache, bundesweit anwendbare Indizierungsmethode und ein vereinfachter Erfassungsbogen für Rutschungen entwickelt. Mit Hilfe der GIS Programme war es zum einen möglich alle Karten und Profile digital herzustellen, so daß sie in einem geplanten Fachinformations-System (FIS) weiter verwertet werden können. Zum anderen konnten mit Hilfe dreidimensionaler Darstellungen von Rutschungen Einblicke in den Aufbau und die Dimensionen von Rutschungen gegeben werden, wie sie bisher nicht möglich waren.

Nach der Auswertung der Geländearbeiten konnten die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Rutschungstypen beschrieben werden. Die geologischen, morphologischen und klimatischen Ursachen für deren

Auftreten wurden erkannt. So konnten mechanisch-kinematische Modelle entwickelt werden, die sich mit Entstehung und Ablauf der Rutschung auseinandersetzen. Diese Modelle wurden mit Hilfe von Standsicherheitsberechnungen überprüft. In die Berechnungen gingen die Ergebnisse aus den Gelände- und Laboruntersuchungen ein. Die Ergebnisse zeigten, daß die entwickelten geologischen Modelle und die darauf basierenden mechanisch-kinematischen Schlußfolgerungen auch rechnerisch nachvollziehbar sind. Es konnte aufgezeigt werden, daß bei vielen im Untersuchungsgebiet aufgefundenen Hängen und alten Rutschmassen schon bei geringen Eingriffen in die Geometrie des Hanges die Standsicherheit soweit abnimmt, daß ein kritischer Punkt erreicht ist. Dies kann in niederschlagsreichen Jahren zu neuen Hangbewegungen führen.

Ein weiteres wichtiges Ergebnis war, daß die Tiefenwirkung von Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze tiefer geht als bisher angenommen. Bisher ging man meist davon aus, daß die Gleitfläche nur wenige Meter in die Tonsteine des Röts hinabreicht. In dieser Arbeit konnte jedoch gezeigt werden, daß die Gleitfläche z.T. bis in die Untere Röt-Folge hinunter reicht.

Es wurde nachgewiesen, daß einige Rutschungen, die bisher als oberflächennahe Basaltrutschungen beschrieben wurden, auf Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze zurückzuführen sind, z.B. die Rutschungen Reulbach (FD-EH 1) und Schwarzwald-Kniebrecher (FD-EH 19).

Die Ergebnisse der Geländearbeit wurden in einer Datenbank dokumentiert, und so die Voraussetzung für die weitere Nutzung in geographischen Informationssystemen geschaffen.

Alle Arbeiten in ihrer Gesamtheit führten zur Herstellung einer ingenieurgeologischen Gefahren- und Risikokarte des Untersuchungsgebietes, die Grundlage eines geplanten Marburger Fachinformations-Systems für Rutschungen sein soll. Die Karten sollen Planungsbehörden und Bauherren als Hilfsmittel bei der Ausweisung von Baugebieten und der Planung neuer Bauvorhaben dienen, sie sind Planungshilfen bei Festlegung von Ort und Umfang der Baugrunduntersuchungen ohne diese ersetzen zu können. Durch frühzeitiges Erkennen von risikoreichem Baugrund schon in Planungsphase, können spätere aufwendige und kostspielige Maßnahmen zur Schadensvermeidung oder Sanierung vermieden werden. Die Karten zeigen Areale, die bei geplanten Baumaßnahmen möglichst zu meiden oder besonders zu sichern sind.

Bei der Darstellung und Analyse der Arbeitsergebnisse wurden moderne Geotechnik- und GIS-Programme getestet und eingesetzt. Dabei zeigte es sich, daß die momentan verfügbare Software z.T. noch große Mängel besitzt, die ihren Einsatz einschränken und zu einem beträchtlichen zeitlichen Mehraufwand führen. Die GIS- und Desktop-Mapping Software hatte Mängel im Bereich der verfügbaren Linientypen und Füllmuster, die für die geologische Kartierung und den ingenieurgeologischen Einsatz nicht ausreichend waren. Dieser Mangel ließ sich auch durch den Einsatz von Zusatzprogrammen nicht vollständig beheben. Beim Ausdruck der Übersichtskarten bildete der transparente Rasterlayer für alle Programme ein großes Problem, so war der Ausdruck unter MapInfo unmöglich. Mit ArcView konnten nur Karten bis zu einem Maßstab von 1 : 50 000 ausgedruckt werden. Erst die Umwandlung der Dateien in ein Postscript Format (\*.EPS) ermöglichte über das Programm Ghostwriter den Ausdruck der Karten im Maßstab 1 : 25 000. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Software zu sehr für die Belange des geographischen Einsatz konzipiert ist und das geologische Anforderungen meist nicht oder nur durch Zusatzapplikationen erfüllt werden.

Abschließend kann gesagt werden, daß die Ziele der Arbeit erreicht wurden. Es konnten exemplarisch moderne Vorgehensweisen für eine Gefahren- und Risikoanalyse von natürlichen Hängen beschrieben werden, so daß die angewendeten Arbeitsmethoden auch als Grundlagen für Arbeiten in Gebieten mit höheren Rutschungsaktivitäten und Risikopotentialen verwendet werden können.

## 11. Literaturverzeichnis

- ACKERMANN (1953): Der aktive Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze in geologischer Sicht; Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, 5, S. 67-83, 6 Abb., Göttingen.
- ACKERMANN (1956): Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege; Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 172-187, 5 Abb., 2 Tafeln; Wiesbaden.
- ACKERMANN (1958): Bergstürze und Schuttströme an der Wellenkalk-Schichtstufe Mitteldeutschlands in Gegenwart und Vergangenheit; Natur und Volk, 88, Heft 4, S. 123-132, 17 Abb., Frankfurt/Main.
- ACKERMANN (1959): Die Abtragungsmechanismen bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe; Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 3, Heft 5, S. 193-226, 15 Abb., Stuttgart.
- ABRAMSON, L.W.; LEE, T.S.; SHARMA, S.; BOYCE, G.M. (1996): Slope Stability and Stabilisation Methods; 629 S., New York.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie; 440 S., 224 Abb., 23 Tab., Stuttgart.
- AHORNER, L. (1975): Present-Day Stress Field and Seismotectonic Block Movements along Major Fault Zones in Central Europe; Tectonophysics, 29, S. 233-249, 9 Abb., Amsterdam.
- ANDERLE, H.-J. (1983): Jungkimmerisch rotierte Kluftgefüge aus hessischen Grabenzonen; Geol.Jb.Hessen, 111, S. 251-260, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- ANDERLE, H.-J. (1994): Tektonische Richtungen; S. 232-242: in EHRENBERG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- ANDERSON, M.G. & RICHARDS, K.S. (Ed.) (1987): Slope Stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology; 648 S., Chichester.
- ALMEIDA-TEIXEIRA, M.E., FANTECHI, R. OLIVERA, R., GOMES COELHO, A. (Hrsg.) (1991): Prevention and control of landslides and other mass movements, Proceedings of the European School of Climatology and natural Hazards course in Lissabon from 28 March to 5 April 1990, 349 S., Brüssel.
- ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandstein; Geol.Jb. A 25, S. 123-125, Hannover.
- ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE UND NATURGEFAHREN (AGN) (1998): Geologische Naturkatastrophen in der Schweiz – Dangers géologiques en Suisse – Pericolo geologico naturali in Svizzera; Bull.angew.Geol., Vol. 3, Nr. 1, 149 S., Bern.

- ARBEITSGRUPPE INGENIEURGEOLOGISCHE KARTIERUNGEN (1985): Empfehlung für die Herstellung ingenieurgeologischer Karten, Geol. Jb., C 41, S. 3-19, 3 Tafeln, Hannover.
- ASTÉ, J.P. (1995): The European 'RIVET' research project: Degradation of mountain slopes; Bd. III, S. 1535-1538, 1 Abb.: - in BELL, D.H. (Hrsg.) (1992,1995): Landslides, Proceedings of the 6th international Symposium on landslides 10.-14.2.1992 in Christchurch, Vol. I-III, 2194 S., Rotterdam.
- ASTÉ, J.P.; GOUISSET, Y. & LEROI, E. (1995): The French INVI project: National inventory of unstable slopes; Bd. III, S. 1547-1552, 2 Abb. .- in BELL, D.H. (Hrsg.) (1992,1995): Landslides, Proceedings of the 6th international Symposium on landslides 10.-14.2.1992 in Christchurch, Vol. I-III, 2194 S., Rotterdam.
- BAALBAKI, M. A. (1980): Zur bodenmechanischen Beurteilung lateritischer Zersatzprodukte von Vogelsbergbasalten; Gießener Geol. Schr., 25, 138 S., Gießen.
- BACKHAUS, E. (1969): Stratigraphie und Geomechanik des Mittleren und tieferen Oberen Muschelkalks in der Vorderen Rhön (Bl. Fulda); Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 97, S 206-225, 3 Abb., 3 Tab., Wiesbaden.
- BAEZA, C. & COROMINAS, J. (1996): Assessment os shallow susceptibility by means of statistical techniques; Vol. I, S. 147-152 in: SENNESET, K. (ed.) (1996): Landslides, Proceedings of the 7th international Symposium on landslides 17.-21.6.1996 in Trontheim, Vol. I-III, 1992 S., Rotterdam.
- BALDELLI, P., ALEOTTI, P. & POLLONI G. (1996): Landslide-susceptibility numerical mapping at the Messina Traits crossing site, Italy; Vol. I, S. 153-158 in: SENNESET, K. (ed.) (1996): Landslides, Proceedings of the 7th international Symposium on landslides 17.-21.6.1996 in Trontheim, Vol. I-III, 1992 S., Rotterdam.
- BAUMANN, H. J. (1981): Regional Stressfield and Rifting in Western Europe; Tectonophysics, 73, S. 105-111, 2 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- BAUMANN, H. J. (1995): Bruch- und Rutschvorgänge in den Tälern des Alpenvorlandes und des Schichtstufenlandes; Beiträge aus der Geotechnik - Schriftenreihe des Lehrstuhls u. Prüfamtes für Grundbau, Boden- und Felsmechanik der TU München, 21, München
- BECKER, R. E. (1989): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen Blatt 5023 Ludwigseck; 237 S., 21 Tab., 2 Tafeln, 1 Beibl., Wiesbaden
- BELL, D.H. (Hrsg.) (1992, 1995): Landslides, Proceedings of the 6th international Symposium on landslides 10.-14.2.1992 in Christchurch, Vol. I-III; Vol. I-II (1992) Vol. III (1995), 2194 S., Rotterdam.



- BERNHARDT, H. (1968): Alte Rutschungserscheinungen an der Grenze Röt/Muschelkalk im nördlichen Hessen, Mitt. Geol. Inst. TH Hannover, 8, S. 21-33, Hannover.
- BEYER, H. (1996): Das erdgeschichtliche und historische Klima der Rhön; 76 S., 14 Abb., 4 Tab., Hünfeld.
- BISHOP, A. W. (1954): The use of the slip circle in the stability analyses of slopes; Proc.Europ.Conf.Stability Earth Slopes, 1, S 1-13, Stockholm.
- BOCK, H. (1980): Das fundamentale Kluftsystem; Z.dt. geol.Ges., 131, S. 627-650, 13 Abb., 1 Tab., Hannover.
- BONNARD, C. (Hrsg.) (1988): Landslides, Proceedings of the 5th international Symposium on landslides 10.-15.7.1988 in Lausanne, Vol. I-III, 1564 S., Rotterdam.
- BRABB, E.E. (1989a): Landslides: Extent and Economic Significance, S.25-50, 10 Abb., - in BRABB, E.E. (Hrsg.) (1989): Landslides: Extent and Economic Significance, 385 S., Rotterdam.
- BRABB, E.E. (Hrsg.) (1989b): Landslides: Extent and Economic Significance, 385 S., Rotterdam.
- BRINDLEY & BROWN (1984): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification; 495 S., London.
- BRINKMANN, R. (1984): Abriß der Geologie; 13. Aufl., 276 S., 236 Abb., 35 Tab., 12 Bilder, Stuttgart.
- BRUNHOF, W. (1983): Geomechanische Eigenschaften halbfester Tonsteine der Oberen Röt-Folge in der westlichen Kuppenrhön, 204 S., Diss. Universität Kiel.
- BROWN, R., GILLON, M., RIEMER, W. (1993): Sanierung von Rutschungen am Dunstan Stausee, Clyde Wasserkraftwerk, Neuseeland; Geotechnik, Sonderheft zur 9. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Garmisch-Partenkirchen, S. 93-102, 8 Abb., 3 Tab., Essen.
- BÜCKING, H. (1909a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen Blatt Kleinsassen; 42 S., Berlin.
- BÜCKING, H. (1909b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen Blatt Hilders; 48 S., Berlin.
- BÜCKING, H. (1909c): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen Blatt Spahl; 35 S., Berlin.
- BUNZA, G. (1993): Massenbewegungen in alpinen Wildbachgebieten und der menschliche Einfluß darauf, Sonderheft zur 9. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Garmisch-Partenkirchen, S. 63-69, 6 Abb., 2 Tab., Essen.

- CABRAL, C. (1973): Die tertiären Vulkanite des westlichen Vogelsberges und ihre Eignung als Steine und Erden Rohstoffe; Clausthaler Geol. Schr., 16, 153 S., 105 Abb., 158 Tab., Clausthal.
- CARLE, W. (1955): Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Großscholle; Beih.geol.Jb., 16, 272 S., 45 Abb., 4 Taf., Hannover.
- COTECCIA, V. (1978): Sytematic Reconnaissance Mapping and registration of Slope Movements, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 17, S. 3-37, 28 Abb., Krefeld.
- CROZIER, M.J. (1986): Lanslides: causes, consequences an enviroment; 252 S., London.
- CRUDEN, D.M. (1991): A simple definition of a landslide, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 43, S.27-29, Paris.
- CRUDEN, D.M. (1991): A suggested Method for a Landslide Summary, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 43, S. 101-110, Paris.
- CRUDEN, D.M & BROWN, W.M. (1992): Progress towards the World Landslide Inventory; Bd. I, S. 59-64, 1 Abb. .- in BELL, D.H. (Hrsg.) (1992,1995): Landslides, Proceedings of the 6th international Symposium on landslides 10.-14.2.1992 in Christchurch, Vol. I-III, 2194 S., Rotterdam.
- CRUDEN, D.M. & FELL, R. (ed.)(1997): Landslide Risk Assessment; Proc. of the Int. Workshop on Landslide Risk Assessment – Honolulu 19.-21. Feb. 1997, 371 S., Rotterdam.
- DEARMAN, W.R. (1991): Engineering geological mapping; 387 S., Oxford.
- DENNIS, J.G. (1976): Geosynklinale, Orogenese und Plattentektonik; Z.dt.geol.Ges., 127, S.73-85, 7 Abb., 24 Tab., Stuttgart.
- DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, Hrsg. PLATE, E. et al. (1993): Naturkatastrophen und Katastrophenvorbeugung, Bericht des Wissenschaftlichen Beirates der DFG für das deutsche Komitee für die IDNDR, Weinheim.
- DGGT ARBEITSKREIS 4.2 „BÖSCHUNGEN“ (1997): Empfehlungen zum Erkennen und Erfassen von Rutschungen; Geotechnik, 20, Nr. 4; S.248-259, 16 Abb., Essen.
- DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L. UND IBSEN, M.-L. (1996)(Ed.): Landslide Recognition; Identification, Movement and Courses, 251 S., Chichester.
- EHRENBERG, K.-H.; ROSENBERG, F.; STRECKER, G., SUSIC, M. & WENZEL, G. (1992): Neue Ergebnisse zum tertiären Vulkanismus der Rhön (Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön); Beih.Eur.J.Mineral., Vol.4 (2), S. 47-102, 7 Abb., 13 Tab., Stuttgart.

- EHRENBERG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994a): Gesteinsabfolge-Vulkanische Abfolge; S. 102-214; in EHRENBERG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994b): Tertiärer Vulkanismus der Wasserkuppenrhön (Exkursion D1 am 7. Und Exkursion D2 am 8. April 1994); Jber.Mitt.oberrhein.geol.Ver., N.F. 76, S. 83-146, 8 Abb., Stuttgart.
- EINSELE, G., GIERER, H. (1976): Entfärbung bei Disintegration und Gleitflächenbildung im Knollenmergel (oberste Trias) SW-Deutschlands, Geol. Jb., C 16, S.3-21, Hannover.
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik; 310 S., 393 Abb., Stuttgart.
- EISENBRAUN, I., ROMMEL, W. (1986): Rutschungen in Keupergesteinen des Stromberges (Baden-Württemberg), Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 86, S271-285, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- FEIN, W., HÄFNER, F. (1984): Massenbewegungen im Rotliegenden der Nordpfalz, dargestellt am Beispiel des Meßtischblattes Lauterecken, Mainzer gewiss. Mitt., 13, S. 19-36, 11 Abb., 2 Tab., Mainz.
- FREDLUND, D. G. (1987): Slope stability analysis incorporating the effect of soil suction, S. 113-144; in - ANDERSON, M.G. & RICHARDS, K.S. (Ed.) (1987): Slope Stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology; 648 S., Chichester.
- FREDLUND, D.G. & RAHARDJO, H. (1993): Soil Mechanics for Unsaturated Soils; 517 S.; New York.
- FELLENIOUS, W. (1927): Erdstatische Berechnungen mit Reibung und Kohäsion (Adhäsion) und unter Annahme kreiszylindrischer Gleitflächen, 48 S., 38 Abb., Berlin.
- GADIMI, Y. (1981): Geologische und ingenieurgeologische Kartierung des nordwestlichen Teils des Blattes Hilders, Dipl.-Arb. (unveröff.), Univ. Marburg, 115 S., 15 Abb., 15 Tab., Marburg.
- GAHL, H. (1964): Paläontologie und Stratigraphie der tertiären Vorkommen von Sieblos und Obernhausen in der Rhön; 51 S., 2 Abb., Diss. Uni. Gießen, Gießen.
- GALLWITZ, A. (1982): Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse am Nordabhang der Wasserkuppe mit besonderer Berücksichtigung der Massenverlagerungen, Dipl.-Arb. (unveröff.), Univ. Marburg, 174 S., 66 Abb., 2 Kt., 8 Anlagen, Marburg.

- GIANI, G. P. (1992): Rock Slope Stability Analysis, 361 S., Rotterdam.
- GLAWE, U., MOSER M. (1993): Meßtechnische und theoretische Bearbeitung von Bergzerstörungen und Blockbewegungen, Felsbau, 11, Nr. 5, S. 235-250, 20 Abb., Essen.
- GREENWAY, D. R. (1987): Vegetation and Slope Stability; S. 187-230, 35 Abb., in : ANDERSON, M.G. & RICHARDS, K.S. (Ed.)(1987): Slope Stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology; 648 S., Chichester.
- GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1966): Störungszonen im Deckgebirge des thüringischen Werra- Kaligebietes und ihre Beziehung zum Basaltvulkanismus und zur Auslaugung; Geologie, 15, S. 531-544, 8 Abb., Berlin.
- GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1983): Saxonische Tektonik und Basaltvulkanismus zwischen Thüringer Wald und Vorderrhön; Z.geol.Wiss., S. 934-954, 2 Abb., 1 Tab., Berlin.
- GRÜNDER, J. (1980): Über die Volumenänderungsvorgänge in überkonsolidierten, diagenetisch verfestigten Tonen und ihre Bedeutung für die Baupraxis; Geotechnik, 2, S. 60-66, Essen.
- GUDEHUS, G. (1981): Bodenmechanik; 268 S., 254 Abb., 8 Tab., Stuttgart.
- GUDEHUS, G., GOLDSCHNEIDER, M., LIPPOMANN, R. (1985): Ingenieur-geologische und Bodenmechanische Untersuchungen an Kriechhängen, S. 316-335, 9 Abb., in HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 695 S., Berlin.
- GUIDICINI, G., IWASA, O.Y. (1977): Tentative Correlation Between Rainfall and Landslides in a Humid Tropical Environment, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 16, S.13-20, 9 Abb., Krefeld.
- HAACK, W. (1912): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen Blatt Tann; 46 S., Berlin.
- HAAS, U. (1993): Die Aufnahme von Massenbewegungen im Umfeld von Siedlungsgebieten, Methodik, Ziel und aktueller Stand, Geotechnik, Sonderheft zur 9. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Garmisch-Partenkirchen, S.43-51, 2 Abb., Essen.
- HANSEN, R. & LAEMMLEN, M. (1994): Gesteinsabfolge; S. 24-102 u. 215-229: in EHRENBURG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- HE, G. (1991): Standsicherheitsberechnungen von Böschungen; Mitteilung d. Inst f. Grundbau und Bodenmechanik d. TUBS, 125 S., Braunschweig.

- HEITFELD, K.-H. (1984): Ingenieurgeologie im Talsperrenbau, in Angewandte Geowissenschaften, Bd. III, S.479-494, 7 Bilder, Stuttgart.
- HEITFELD, K.-H. (Hrsg.) (1985): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 695 S., Berlin.
- HEITFELD, K.-H., DÜLLMANN, H., KOHLHAAS, W., VÖLTZ, H. (1977): Ingenieurgeologische Untersuchungen zur Sanierung eines besiedelten Rutschgebietes; Berichte von der 1. Nat. Tagung für Ing-Geol. in Paderborn 1977, S.23-47, 11 Abb., Paderborn.
- HEITFELD, K.-H.; ECHLE, W.; DÜLLMANN, H.; AZZAM, R. & HASENPATT, R. (1985): Ingenieurgeologie und Tonmineralogie vulkanogener Sedimente; S-336-355, 17 Abb. in: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.) (1985): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 695 S., Berlin.
- HENDL, M. (1994): Klima; S.24-119, 13 Abb., 64 Tab. - in LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.) (1994): Physische Geographie Deutschlands; 559 S., 144 Abb., 79 Tab., Gotha.
- HIRSCH, L. (1937): Tertiärgeologische Untersuchungen in der Rhön; Diss. Univ. Giessen, 166 S., 14 Tafeln, Würzburg.
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie; 5. Aufl., 441 S., 114 Abb., 46 Tab., Stuttgart.
- HOSSEINZADEH, A. M. (1976): Einfluß des Gefüges auf die bodenmechanischen Eigenschaften feinkörniger, insbesondere tuffhaltiger Lockergesteine; Gießener Geol. Schr., 7, 145 S., Gießen.
- HÖVERMANN, J. (1949): Morphologische Untersuchungen im Mittelharz; Göttinger Geogr. Abhdlgn., 2, 80 S., Göttingen.
- HUMBERT, M. (1962): Les Movements des terrains. Principes de réalisation d'un carte prévisionnelle dans les Alpes, Bull. du BRGM Section III, 1, Orléans.
- HUMBERT, M. (1977): La cartographie en France des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol - Cartes ZERMOS, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 16, Krefeld.
- HUTCHINSON, J.N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, in Landslides, Hrsg. BONNARD, C., S. 3-35, Rotterdam.
- IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES (1990): Suggested Nomenclature for Landslides, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 41, S.13-16, Paris.
- ILLIES, H. & GREINER, G. (1976): Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa; Oberrhein.geol.Abh., 25, S. 1-40, 12 Abb., Karlsruhe.

- ILLIES, H. (1975): Recent and Paleo-Intraplate Tectonics in Stable Europe and the Rhinegraben Rift System; Tectonophysics, 29, S. 251-264, 6 Abb., Amsterdam.
- JANBU, N. (1954): Applications of Composite Slip Surface for Stability Analysis; Proc.Europ.Conf.Stability Earth Slopes, 3, S. 43-49, Stockholm.
- JOHNSEN, G. (1981): Bewegungsmessungen im Bereich von Blockrutschungen an der Röt/Wellenkalk-Schichtstufe Thüringens, Z. f. angew. Geol., 27, S. 386-392, 10 Abb. 2 Tab., Berlin.
- JOHNSEN, G. & KLENGEL, K.J. (1973): Blockbewegungen an der Wellenkalksteilstufe Thüringens aus ingenieurgeologischer Sicht; Engineering Geology, 7, S. 231-257, Amsterdam.
- JONES, F. O.; EMBODY, D. R. UND PETERSON, W. L. (1961): Landslides Along the Columbia River Valley Northeastern Washington, U. S. Profess. Paper, 367, 98 S., 543 Abb., 9 Tab., Washington.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken; Geol.Jb.Hessen, 106, S.123-130, 1 Tab., Wiesbaden.
- KALTERHERBERG, J. (1985): Die ingenieurgeologische Karte 1 : 25 000 (IK25) des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Geol. Jb., C 41, S. 21-68, 22 Abb., 1 Tab., 1 Tafel, Hannover.
- KANY, M., HAMMER, H. (1984): Statistische Untersuchungen von Rutschungen im Nordbayerischen Deckgebirge, S. 256-265, 8 Abb. in HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 695 S., Berlin.
- KEEFER, D.K. (1984): Landslides caused by earthquake; Bull. Geol. Soc. of America, 95, 4, S. 406-421, 7 Abb., 7 Tab., Boulder.
- KNOBLICH, K. (1985): Mineralbestand, Gefüge und bodenmechanisches Verhalten tropisch verwitterter Vulkanite; S. 111-129, 7 Abb., in: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.) (1985): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 695 S., Berlin.
- KOVACIK, M. & SUCHÁNKOVÁ, Z. (1993): Systematic inventory of slope deformations in the Slovak Republic, ist use and possibilities; S.43-50, 4 Abb. - in NOVOSAD, S. & WAGNER, P. (Ed.) (1993): Landslides, Seventh International Conference & Field Workshop, 320 S., Rotterdam.
- KOSLOWSKI, W. (1986): Zur sedimentären Entwicklung des Buntsandsteins: Ein Vergleich zwischen dem Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und dem Raum Bad Hersfeld/Hessen; Diss., 135 S., 57 Abb., 22 Beil., Marburg.
- KOWALCZYK, G.; MURAWSKI, H. & PRÜFERT, J. (1978): Die Paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südteil der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete

- seit dem Perm; Jber.Mitt.oberrhein.geol.Ver., N.F. 60, S. 181-205, 11 Abb., Stuttgart
- KRAUTER, E. (1987): Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihrer Massenbewegungen, Grundbautaschenbuch, T3, 3.Auflage, S.1-46, Berlin.
- KRAUTER, E. (1990): Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihrer Massenbewegungen, Grundbautaschenbuch, T1, 4.Auflage, S.556-614, Berlin.
- KRAUTER, E., KERZAN, K. & HOFMANN, G. (1985): Deformationen an Felshängen und ihre Abhängigkeit vom geologischen Aufbau im Bereich des Straßennetzes im Rheinischen Schiefergebirge, Forschungsbericht Forschung Straßenbau und Straßenverkehrstechnik, 518, 315 S., Bonn.
- KRAUTER, E., STEINGÖTTER, K. (1983): Die Hangstabilitätskarte des linksrheinischen Mainzer Beckens, Geol. Jb., C, 34, 12 Abb., 5 Tafeln., Hannover.
- KREY, H. D. (1926): Erddruck, Erdwiderstand und Tragfähigkeit des Untergrunds; 3. Aufl., Berlin.
- KRONBERG, P.(1977): Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas, Bestandsaufnahme und Interpretation; Geotekt.Forsch., 53, S. 7-21, 21 Abb., 2 Beilagen, Stuttgart.
- KRONBERG, P. (1984): Photogeologie; 268 S., 238 Abb., Stuttgart.
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde; 394 S., 246 Abb., Stuttgart.
- KRONBERG, P. (1988): Saxonische Strukturen und krustale Bruchmuster im Satellitenbild; Die Geowissenschaften, 6 (12), S. 347-356, Hannover.
- KRONBERG, P. (1995): Tektonische Strukturen in Luftbilder und Satellitenaufnahmen; 204 S., 230 Abb., Stuttgart.
- KULICK, J.; LEIFELD, D.; MEISL, S., PÖSCHL, W.; STELLMACHER, R.; STRECKER, G.: THEUERJAH, A.-K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes.- Geol.Jb., D 68, S. 3-223, 37 Abb., 15 Tab., 17 Tafeln, Hannover.
- LACERDA, W.A. & SCHILLING, G.H. (1991): Rain induced creep-structure of Sobero Road Landslide, S. 145-152, 9 Abb.- in BELL, D.H. (Hrsg.) (1992): Landslides, Proceedings of the 6th international Symposium on landslides 10.-14.2.1992 in Christchurch, Vol. I-III, 2194 S., Rotterdam.
- LAEMMLEN, M. (1958): Der Buntsandstein auf Blatt Queck in Hessen; Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 241-268, Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1961): Die Aufteilung der Hersfelder Gruppe des Mittleren Buntsandstein; Z.dt.geol.Ges., 112, S. 491-512, 3 Abb., 1 Tafel, Wiesbaden.



- LAEMMLEN, M. (1966): Die Gliederung des Röt im Raum Bad Hersfeld/Eiterfeld; Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 94, S.373-378, 1 Abb., 1 Tab. Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1967): Erläuterungen der geologischen Karte von Hessen 5124 Bad Hersfeld; 280 S., 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1975): Erläuterungen der geologischen Karte von Hessen 5225 Geisa; 2. Aufl., 272 S., 39 Abb., 11 Tab., 1 Taf., Wiesbaden
- LAEMMLEN, M. (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des osthessischen Fuldaberglandes und deren genetische Deutung ( Bl. 5223 Queck und 5323 Schlitz ); Geol.Jb.Hessen, 115, S. 285-303, 4 Abb., 2 Taf., Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M. (1994a): Schutzwürdige geologische Objekte in der Rhön (Exkursion H1 am 8. und Exkursion H2 am 9. April 1994); Jber.Mitt.oberrhein.geol.Ver., N.F. 76, S. 199-217, 8 Abb., Stuttgart.
- LAEMMLEN, M. (1994b): Lagerungsverhältnisse; S.230-241: in EHRENBURG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994): Gesteinsabfolge-Vulkanische Abfolge; S. 102-214: in EHRENBURG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- LAEMMLEN, M., PRINZ, H. & ROTH (1979): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle; Geol.Jb.Hessen, 107, S. 207-250, 29 Abb., Wiesbaden.
- LATELTIN, O. (1997): Empfehlungen – Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten; 42 S., Bern.
- LEGGEWIE, R.; FÜCHTBAUER, H. & EL-NAJJAR, R. (1982): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens ( Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke; Geologische Rundschau, 66, S. 551-577, 10 Abb., 2 Tab., Bochum.
- LEIGHTON, F.B. (1972): Origin and Control of Landslides in the Urban Enviroment of California; Proc. of the 24 th Int. Geol. Cong., Sec 13, Montreal.
- LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.) (1994): Physische Geographie Deutschlands; 559 S., 144 Abb., 79 Tab., Gotha.
- LIENER, S. & KIENHOLZ, H.; LINIGER, M. & KRUMMENACHER, B. (1996): SLIDISP – A procedure to locate landslide prone areas; Vol. I, S. 279-284 in: SENNESET, K. (ed.) (1996): Landslides, Proceedings of the 7th international Symposium on landslides 17.-21.6.1996 in Trondheim, Vol. I-III, 1992 S., Rotterdam.
- LIPPMANN, F. (1956): Clay minerals from the Röt member of the Triassic near Göttingen, Germany; J. of Sed. Petr., 26, 2, S. 125-139,

- LIPPOLT, H.J. (1978): K-Ar-Untersuchungen zum Alter des Rhön-Vulkanismus; Fortschr.Mineral., 56, Beih.1, 85 S., Stuttgart.
- LÖHMANNSRÖBBEN, R. (1992): Die Bedeutung der Bodenkartierung für die Beurteilung morpho- und hydrodynamischer Prozesse in Wildbacheinzugsgebieten, Int. Symp. Interpraevent 1992- Bern, Tagungspubl., Bd. 6, S. 237-250, Bern.
- MADER, D. (1981): Fluvatile Sedimentation im Oberen Buntsandstein der Westeifel; Z.d.t.geol.Ges.,132, . 383-420, 7 Abb., 2 Taf., Hannover.
- MADER, D. (1985): Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. Entwicklungsmechanismen einer kontinentalen Rotformation; Naturwiss., 69 (7), S. 311-325, 10 Abb., 3 Tab., Berlin.
- MALGOT, J & BALIAK, F (1993): Engineering-geological maps with respect to slope stability in Slovakia, S.97-101 -in NOVOSAD, S., WAGNER, P. (Ed.) (1993): Landslides, Seventh International Conference & Field Workshop, 320 S., Rotterdam.
- MALGOT, J. & MAHR, T. (1979): Engineering Geological Mapping of the West Carpathian Landslide Areas, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 19, S. 116-121, 4 Abb., Krefeld.
- MARCINEK, J. & SCHMIDT, K.-H. (1994): Gewässer und Grundwasser; S. 131-196, 10 Abb., 4 Tab. - in LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.)(1994): Physische Geographie Deutschlands; 559 S., 144 Abb., 79 Tab., Gotha.
- MARTINI, E.; ROTHE, P.; KELBER, K.-P. & SCHILLER, W. (1994): Sedimentäres Tertiär der Rhön (Exkursion I am 9. April 1994); Jber.Mitt.oberrhein.geol.Ver., N.F. 76, S. 219-244, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- MATTHEß, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie - Grundwasserhaushalt; 438 S., 214 Abb., 75 Tab., Berlin.
- MALAMO, S. (1983): Stress-strain behavior of some compacted Laterite soils from North-East Brazil, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 28, S. 49-54, Paris.
- MATTHEß, G., RUMP-SCHENK, B. (1993): Massenbewegungen, in DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, Hrsg. PLATE, E. et al. (1993): Naturkatastrophen und Katastrophenvorbeugung, Bericht des Wissenschaftlichen Beirates der DFG für das deutsche Komitee für die IDNDR, Weinheim.
- MATULA, M. (1969): Regional Engineering Geology of Czechoslovak Carpathians, Publ. House of Slovak Academy of Sciences, Bratislava.
- MATULA, M. (1979): Regional Engineering Geological Evaluation for Planning Purposes, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 19, S.18-24, 8 Abb., Krefeld.

- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs; Geotekt.Forsch., 62, S. 1-267, 84 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- MEYER, N. & PRINZ, H. (1998): Optimierung von Verkehrswegen durch rechtzeitige ingenieurgeologische Vorerkundung; Tagungsbericht 11. Nat. Tagung f. Ingenieurgeologie in Würzburg vom 23.-25. 4.1997, S. 199-209, 7 Abb., Essen.
- MICHAEL, J. (1997): Tektonomechanik im nordosthessischen Buntsandsteingebirge; Diss. Philipps-Univ. Marburg, 215 S.; Marburg.
- MOAYEDPOUR, E. (1977): Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlenlagers“ von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen); Geol. Abh. Hessen, 76, 134 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Tafeln, Wiesbaden.
- Möbus, H.-M. (1998): Geologische Kartierung im nordwestlichen Teil des Blattes 4926 Herleshausen unter besonderer Berücksichtigung der Rutschungen an der Röt/Muschelkalkgrenze, Dipl.-Arb. (unveröff.), 168 S., 6 Karten, Marburg.
- MORTENSEN, H. (1960): Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen im mitteleuropäischen Klimabereich; Z. Geomorphologie, Suppl. 1, S. 114-123, 5 Abb., 1 Beil., Berlin.
- MÜLLER, B. & KLENGEL, K.J. (1979): Praktische Ergebnisse bei der Aufnahme und Bestimmung ingenieurgeologisch-felsmechanischer Kennwerte zur Bewertung der Standsicherheit von Fels; Z.angew. Geologie, 25, S. 485-493, 9 abb., 8 Tab., Berlin.
- MÜLLER, W. (1987): Experimentelle und numerische Untersuchungen zur Reißausbreitung in anisotropen Gestein in der Nähe von Grenzflächen; Ber.Inst.Geophys., Ruhr-Univ., 22, S. 1-199, 66 Abb., 25 Tab., Bochum.
- MÜLLER, G. & GASTNER M. (1971): The „Karbonat-Bombe“ as simple device for determinations of the carbonate content in sediments soils and other materials; N.JB.Min.Mh., S.466-469, 1 Abb., Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1964): Kluftnetz und Gewässernetz, N.Jb.f.Geologie u. Paläontologie, S.537-561, 10 Abb., Stuttgart.
- NEMCOK, A. ET AL. (1972): Classification of landslides and other mass movements, Rock Mechanics, 4, S.71-78, Wien.
- NILSEN, T. H., BRABB, E. E. (1973): Current Slope Stability Studies by the U.S. Geol. Survey in the San Francisco Bay Region, California. Landslide 1, Journ. Research U.S. Geol. Survey, 1, 4, Washington.
- NILSEN, T. H.; TAYLOR, F. A. UND BRABB, E. E. (1976): Recent Landslides in Alameda County, California (1940-71): An Estimate of Economic Losses and Correlations with Slope, Rainfall, and Ancient Landslide Deposits, U.S. Geol. Survey Bulletin, 1398, 21 S., 1 Karte, Washington.

- NOVOSAD, S., WAGNER, P. (Ed.) (1993): Landslides, Seventh International Conference & Field Workshop, 320 S., Rotterdam.
- PHILIPPSON, A. (1931): Grundzüge der allgemeinen Geographie; Bd. II, 2. Aufl., 379 S., Leipzig.
- POISEL, R., EPPENSTEINER W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“, Felsbau, 6, Nr. 4, S. 189-194, 14 Abb. , Essen.
- POISEL, R., EPPENSTEINER W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“, Felsbau, 7, Nr. 1, S. 16-20, 10 Abb., Essen.
- POSCHINGER V., A. (1992): GEORISK- Erfassung und Untersuchung von Massenbewegungen im Bayerischen Alpenraum, GLA-Fachberichte, 8, 33 S., 6 Abb., München.
- POULIOS, C. (1990): Geologische Spezialkartierung eines Teilgebietes des Blattes 5123 Niederaula unter besonderer Berücksichtigung der Rutschungsanfälligkeit eines Buntsandsteinhangs; Dipl.-Arb. (unveröff.), 92 S., 2 Karten, Marburg.
- PRADINI, L., GUIDICINI, G., BOTTURA, J.A., PONCAO, W.L. UND SANTOS, A.R. (1977): Behavior of the Vegetation in Slope Stability: A critical Review, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 16, S. 51-55, 3 Abb., Krefeld.
- PRINZ, H. (1970): Fossile Einbruchsschlote im Mittleren Buntsandstein der Vorder- rhön, entstanden durch Auslaugung von Salzgesteinen im tiefen Zechstein- untergrund; Rock Mechanics, Suppl.1, S. 35-42, 6 Abb., Wien.
- PRINZ, H. (1991): Abriß der Ingenieurgeologie, 2. Auflage, 466 S., 352. Abb., 71 Tab, Stuttgart.
- PRINZ, H. (1997): Abriß der Ingenieurgeologie, 3. Auflage, 546 S., 415. Abb., 84 Tab, Stuttgart.
- PRINZ, H. (1994): Ingenieurgeologie; S. 321-318, 1 Abb. - in EHRENBURG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- PRINZ, H. & MICHAEL, J. (1998): Tektonomechanische Auswertung von Tunnel- vortrieben mit erhöhten Verformungen; Felsbau, 16, Nr. 1, S. 38-46, 10 Abb., Essen.
- PUTSCHER, S.; BACHMANN, G.; KADO, H. (1978): Zur Methodik der Dokumentation von Hangbewegungen, Z. f. angew. Geol., 24, S. 33-37, 3. Abb., 2 Tafeln, Berlin.
- RADBRUCH-HALL, D.H. (1976): Landslide Overview Map of the Conterminous United States, U.S. geol. Survey, Map MF 771, Washington.

- RADBRUCH-HALL, D.H. & VARNES, D.J. (1976): Landslides: Cause and Effect; Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 14, Krefeld.
- RADEKE & BAUMANN (1993): Fossile Rutschungen in der Trasse des Main-Donau-Kanals zwischen Bachhausen und Dietfurt im Sulztal und im Ottmaringer Tal, Sonderheft zur 9. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie in Garmisch-Partenkirchen, S. 52-62, 7 Abb., Essen.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins; Geol.Jb. A 25, S. 127-132, 1 Abb., 1 Taf., Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS-STILLES Begriff in heutiger Sicht; Z.dt.geol.Ges., S. 11-23, 10 Abb., 1 Taf., Hannover.
- ROGALL, M. (1997): Untersuchung von Rutschungen und Felsstürzen im Westtaunus im Hinblick auf die Hangstabilität mit Darstellung in einer Hangstabilitätskarte; 189 S., 1 Karte, Diss. Philipps-Universität Marburg.
- RÖSING, F. & WENZEL, B. (1985): Der Bergrutsch am Nordhang der Hörne bei Bad Soodenallendorf (Nordhessen) am 21.7.1985; Geol. Jb. Hessen, 117, S. 237-250, 7 Abb., Wiesbaden.
- ROSSMANITH, H.-P. (1989): Felsbruchmechanik - eine kurze Einführung; Österr.Ing.u.Architektenzeitschr. (ÖIAZ), 134, S. 515-527, 21 Abb., Wien.
- ROTHER, K. (1965): Ein Beitrag zum Blockmeerproblem; Ztschr. für Geomorphologie, N.F. 9, S. 321-331, 2 Fig., 8 Photos, Berlin.
- RYBÁR, J.; PASČEK, J. & REPKA, L. (1965): Dokumentation der systematischen Untersuchung der Rutschungsgebiete in der Tschechoslowakei; Engineering Geology, 1, S. 21-29, Krefeld.
- SENNESET, K. (ed.) (1996): Landslides, Proceedings of the 7th international Symposium on landslides 17.-21.6.1996 in Trondheim, Vol. I-III, 1992 S., Rotterdam.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1991): Mass movements in Austria; Bd. I, S. 199-205, 1 Abb. - in BELL, D.H. (Hrsg.) (1992,1995): Landslides, Proceedings of the 6th international Symposium on landslides 10.-14.2.1992 in Christchurch, Vol. I-III, 2194 S., Rotterdam.
- SCHENK, D. (1993): Auswirkung der Verwitterung auf Festigkeit und Mikrogefüge überkonsolidierter Tonsteine der Oberen Röt-Folge (Rhön), 107 S., Diss. Universität Kiel, Kiel.
- SCHMIDT, A. (1992): Stratigraphie und Tektonik des hessischen und des bayerischen Teiles des Blattes 5426 Hilders (Rhön) unter besonderer Berücksichtigung von Massenbewegungen; 195 S., Diss. Universität Kiel, Kiel.

- SCHMIDT, F.-P.; GEBREYOHANNES, Y. & SCHLIERSTEDT, M. (1986): Das Grundgebirge der Rhön; Z.d.t.geol.Ges., 137, S. 287-300, 6 Abb., 5 Tab., 1 Taf., Hannover.
- SCHMIDT, H.-H. (1996): Grundlagen der Geotechnik; 567 S., 485 Abb., 73 Tab., Stuttgart.
- SCHNITZER, W.A. (1964): Zur Paläogeographie des Buntsandsteins in Mainfranken; Geol.Bav., 53, S. 7-11, 1 Abb., München.
- SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas; 5. Aufl., 294 S.; 43 Abb., Freiburg.
- SCHUBERT, M. (1980): Geologische und ingenieurgeologische Kartierung des Auersberggebietes bei Hilders (Rhön), Dipl.-Arb. (unveröff.), Univ. Marburg, 107 S., 32 Abb., 3 Tab., 2 Kt., 3 Prof., Marburg.
- SCHWENK, H. (1992): Massenbewegungen in Niederösterreich 1953-1990, Jb.Geol B.-A., 135, S.597-660, 68 Abb., 23 Tab., Wien.
- SHARMA, S. (1996): Slope Stability Concepts; S. 337- 440; in - ABRAMSON, L.W.; LEE, T.S.; SHARMA, S.; BOYCE, G.M. (1996): Slope Stability and Stabilisation Methods; 629 S., New York.
- SIEBERT, A. & STRATHMANN, F.-W. (1990): Kosmos-KFA-1000; Die Geowissenschaften, 8. Jg., 11-12, S. 347-354, 6 Abb., 1 Tab., Weinheim.
- SKEMPTON, A.W. & HUTCHINSON, J. (1969): Stability of natural slopes and embankment foundations; Proc. 7th ICSMFE, Bd.4, 291 S., Mexiko.
- STEINGÖTTER, K. (1984): Hangstabilitäten im linksrheinischen Mainzer Becken - Ingenieurgeologische Untersuchungen und kartenmässige Darstellung. Dissertation Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994): Hydrogeologie; S.249-265, 2 Abb., 2 Tab.: in EHRENBURG, K.-H.; HANSEN, R.; HICKETHIER, H. UND LAEMMLEN, M. (1994): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5425 Kleinsassen, 2. Aufl., 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl., Wiesbaden.
- STRAUSS, R. (1990): Vergleich der Festigkeitseigenschaften und Tonmineralogie von Röttonsteinen und geologische Kartierung eines Teilgebietes des Blattes Niederaula; Dipl.-Arb. (unveröff.), 70 S. 30 Abb., 2 Karten, Marburg
- STRAUSS, R. (1996): Geotechnische Untersuchungen an sulfatgeschädigten Tonsteinen der Röt-Folge (Oberer Buntsandstein) in Nordhessen; Diss. Philipps-Univ. Marburg, 129 S. 41 Abb., 16 Tab., 2 Anhg., Marburg.
- TERZAGHI, K. (1958): Design and performance of the sasuma dam, Proc.Brit. Inst.Civ.Engen., 9, S.369-384, London.

- TIETZE, K.-W. (1989): Zur Geometrie einiger Flüsse im Mittleren Buntsandstein (Trias); Geologische Rundschau, 71, 3, S. 813-828, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1952-1960; Geol.Bav., 54, 92 S., 11 Abb., 13 Beil., München.
- TÜRKE, H. (1990): Statik im Erdbau; 2. Aufl., 296 S., Berlin.
- UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY(1990): A suggested method for reporting a landslide, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 41, S.5-12, Paris.
- UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY(1993): A suggested method for describing the activity of a landslide, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 47, S.53-57, Paris.
- UNESCO WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993): Multilingual Landslide Glossary, The International Geotechnical Societies, Richmond, Kanada.
- VALETON, I. (1983): Klimaperioden laterischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen; Z.d.t.geol.Ges., 134, S. 413-452, 13 Abb., 4 Tab., Hannover.
- VARNES, D.J. (1978): Slope movement types and processes, in Landslides Ed.:SCHUSTER, KRIZEK: Analysis and control, Natinal Academy of Sciences, Spec.Report 176, S.11-39, Washington.
- VEDER, C. (1979): Rutschungen und ihre Sanierung, 231 S., 116 Abb., Wien-New York.
- VORTISCH, W. (1982): Claymineralogical Studies of some Tills in Northern Germany; Geol.Paläont., 15, S. 167-192, 14 Abb., Marburg.
- VÖLTZ, H., DÜLLMANN, H. & HEITFELD, K.-H. (1977): Böschungssanierung in rutschgefährdeten Tuffen und Tuffiten des Oligozäns am Autobahnknoten Bonn-Rammersdorf; Berichte der 1. Nat. Tagung für Ing.-Geol. in Paderborn 1977, S. 73-112, 15 Abb., Paderborn.
- WALKER, B. & FELL, R. (Hrsg.) (1987): Soil Slope Instability and Stabilisation, 440 S., Rotterdam.
- WEISE, O.R. (1983): Das Periglazial - Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen; 199 S., 97 Abb., 6 Tab., Berlin.
- WENZEL, B. (1994): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Röt und zu den Massenverlagerungen an der Röt-/Muschelkalkgrenze in Nordosthessen; Gießener Gel. Schr., 53, 379 S., Gießen.



- WIDMANN, R. (1996): Stabilität von Hängen und Böschungen bei Erdbeben; Felsbau, 14, 5, S. 270-272, 6 Abb., Essen.
- WURSTER, P. (1965): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der Deutschen Trias; Geol.Rdsch., 54, S. 224-240, 11 Abb., Stuttgart.
- WYSIK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogas (Mittl. Buntsandstein/Hess. Senke); Berliner geowiss. Abh. (A), 54, 104 S., 39 Abb., 2 Tab., ) Taf., Berlin.
- ZARUBA, Q. & MENCL V. (1969): Landslides and their Control; 202 S., 155 Abb., 2 Tab., 1 Karte, Prag.
- ZIAYE-HAMEDANI, M. (1986): Geologische und ingenieurgeologische Kartierung des südöstlichen Teils des Blattes Kleinsassen und des südwestlichen Teils des Blattes Hilders, Dipl.-Arb. (unveröff.), Univ. Marburg, 120 S., 38 Abb., 2 Tab., 2 Karten, 2 Profile, Marburg.
- ZIEGLER, P.A. (1982): Triassic Rifts and Patterns in Western and Central Europe; Geologische Rundschau, 71, 3, S. 747-772, 6 Abb., Stuttgart.

# Lebenslauf

**Persönliche Daten:**

Name Sven Schmidt  
geboren am 12.09.1962 in Niederweisel (Krs. Friedberg/Hessen)

<b>Schulausbildung</b>	1969 - 1973	Grundschule in Wehrda
	1973 - 1979	Realschule Marburg
	1979 - 1982	Gymnasium Marburg

**Bundeswehr**      1982 - 1983    Grundwehrdienst

<b>Studium</b>	1984 - 1986	Studium an der Philipps-Universität Marburg, Fachrichtung Geschichte
	1986 - 1993	Studium an der Philipps-Universität Marburg, Fachrichtung Geologie, Abschluß: Diplom; Thema: Geologische Kartierung eines Teilgebietes des Blattes 5123 Niederaula und Untersuchung tektonischer Kleinstrukturen auf Blatt 5222 Grebenau in Osthessen, Betreuer: Prof. Dr. H. Prinz; Prof. Dr. M. Laemmle
	seit 1995	Promotion mit dem Thema : Rutschungen in der Rhön – Beurteilung der Hangstabilität des Mittleren und Oberen Ulstertal (hess. Rhön), Betreuer: Prof. Dr. H. Prinz

<b>Berufspraxis</b>	1993 - 1998	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg, als Leiter der ingenieurgeologischen Labor- und EDV-Einrichtungen
---------------------	-------------	---

### **Erklärung**

Ich versichere, daß ich meine Dissertation

**„Rutschungen in der Rhön – Eine Gefahren- und Risikoanalyse des Mittleren und Oberen Ulstertals (hess. Rhön)“**

selbständig ohne unerlaubte Hilfe angefertigt habe und daß ich sie weder in der hier vorliegenden noch in einer ähnlichen Form an einer anderen Universität eingereicht habe.

(Sven Schmidt)